

**РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ВЕНДА И
НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕГО И
ЮЖНОГО УРАЛА**

**МАСЛОВ А.В., ИВАНОВ К.С.
ЧУМАКОВ Н.М., КРУПЕНИН М.Т.,
АНЦЫГИН Н.Я.**

**ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ
ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ**

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕНДА - РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ (ПВРП-96)

и

**ИТОГОВОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПРОЕКТА 319 МПГК
(Глобальная палеогеография позднего докембрия и раннего палеозоя)**

25 ИЮЛЯ - 2 АВГУСТА 1996 г.

Екатеринбург, 1996

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
им. акад. А.Н. Заварицкого (Екатеринбург)
Уральская секция межведомственного тектонического комитета
Уральская секция межведомственного литологического комитета
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ РАН
им. акад. О.Ю. Шмидта (Москва)

ЮНЕСКО-МЕЖДУНАРОДНЫЙ
СОЮЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
Проект 319

РОССИЙСКИЙ КОМИТЕТ МПГК



РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ВЕНДА И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

**МАСЛОВ А.В., ИВАНОВ К.С.
ЧУМАКОВ Н.М., КРУПЕНИН М.Т.,
АНЦЫГИН Н.Я.**

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭКСКУРСИЙ

**ВСЕРОССИЙСКОГО СОВЕЩАНИЯ
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕНДА - РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ (ПВРП-96)
И
ИТОГОВОЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ ПРОЕКТА 319 МПГК
(Глобальная палеогеография позднего докембрия и раннего палеозоя)**

25 ИЮЛЯ - 2 АВГУСТА 1996 г.

Екатеринбург, 1996

УДК 551.72/.73(470.5)

Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996.

В работе приведена характеристика естественных разрезов верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя, демонстрируемых в ходе Среднеуральской и Южноуральской экскурсий Всероссийского совещания **“ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕНДА - РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ (ПВРП-96)”** (Екатеринбург, 25 июля-2 августа 1996 г.) и итоговой международной конференции проекта 319 МПГК (*Глобальная палеогеография позднего докембрия и раннего палеозоя*).

Подготовка и публикация путеводителя осуществлены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-74023).

© Институт геологии и геохимии
Уральского отделения РАН

I. ВВЕДЕНИЕ

Главная цель совещания “Палеогеография венда - раннего палеозоя” - обсуждение особенностей палеогеографии Земли в глобальном и региональном масштабах для периода времени, пограничного между докембрием и фанерозоем. Данный этап развития Земли привлекает особое внимание геологов многих специальностей. Это было время: радикальных преобразований форм жизни на Земле, весьма жаркого климата и нескольких глобальных оледенений, завершения аккреции суперконтинента Гондваны и раскрытия океанов Япетус и Палеоазиатского, формирования некоторых уникальных литологических ассоциаций, существенных изменений состава водной и воздушной оболочек Земли. Время, место и масштабы перечисленных событий дискуссионны. Их комплексный анализ позволит существенно продвинуться в решении проблемы сходства и различий докембрийской и фанерозойской истории Земли и, в частности, определении места и возрастного объема венда и подразделений кембрия в геохронологической шкале. Россия имеет международный приоритет в этих исследованиях.

В рамках совещания состоится рабочая встреча проекта 320 МПГК (*Неопротерозойские события и ресурсы*) и геологические экскурсии в районы развития верхнедокембрийско-нижнепалеозойских комплексов на Среднем и Южном Урале. Задача геологических экскурсий - предоставить возможность геологам России и других стран изучить одни из лучших разрезов верхнего рифея и венда, познакомиться с геологией Урала и обсудить дискуссионные проблемы в неформальной обстановке и на конкретных геологических обнажениях.

Данный путеводитель подготовлен в Лаборатории региональной геологии и геотектоники Института геологии и геохимии Уральского отделения Российской Академии Наук А.В.Масловым, М.Т.Крупениным и К.С.Ивановым совместно с Н.Я.Анцыгиным (АО “Уральская геолого-съёмочная экспедиция”). Раздел, посвященный тиллитовидным отложениям Среднего и Южного Урала, написан Н.М.Чумаковым (ГИН РАН, г.Москва).

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ РИФЕЙСКИХ И ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Типовой разрез рифея Южного Урала характеризуется громадной мощностью (до 12-15 км), пестрым спектром различных по гранулометрии и составу типов пород (от валунных конгломератов до глинистых сланцев, известняков и доломитов), значительным разнообразием текстурных особенностей отложений, относительно слабой степенью постседиментационных изменений пород и отчетливой сменой снизу вверх по разрезу различных по составу и генезису крупных литолого-фациальных комплексов [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991; Маслов, 1993; и др.].

Стратотипическими для рифея являются разрезы западной и центральной зон Башкирского мегантиклинория [Решение..., 1979; Стратотип рифея..., 1983; и

др.], расположенного на западном склоне Южного Урала, в 300 км юго-западнее г.Екатеринбурга (рис. 1, 2, 3, 4).

II.1 Башкирский мегантиклинорий - основные черты строения

Башкирский мегантиклинорий является одной из крупнейших структур западного склона Южного Урала. На западе он граничит с Западно-Уральской зоной внешней складчатости и Предуральским краевым прогибом, а на востоке и юго-востоке сочленяется, соответственно, с Уралтауским мегантиклинорием и Зилаирским мегасинклинорием. Максимальная ширина Башкирского мегантиклинория примерно на широте г.Миньяра составляет около 110 км, общая протяженность с севера на юг достигает 350 км.

Наиболее крупными структурами в пределах Башкирского мегантиклинория являются Тараташский, Ямантауский, Таганайский, Ирмельский, Маярдакский и Алатауский антиклинории, Инзерский и Верхнебельский антиклинории (рис. 5). С учетом характера складчатости, строения разрезов и особенностей магматизма и метаморфизма в пределах мегантиклинория выделены две зоны - западная и восточная [Гарань, 1969; Сенченко, 1976; Стратотип рифея..., 1983; и др.].

Западная зона объединяет Тараташский, Ямантауский и Алатауский антиклинории, Каратауский структурный комплекс и Инзерский синклинорий, к восточной относятся Таганайский, Ирмельский и Маярдакский антиклинории и Верхнебельский синклинорий.

II.2. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Башкирского мегантиклинория (краткая характеристика)

В качестве типовых для рифейской зонотемы ("рифейской группы" Н.С.Шатского) выступают разрезы бурзьянской, юрматинской и каратауской серий западной зоны Башкирского мегантиклинория [Решение..., 1979; Стратотип рифея..., 1983; и др.], характеризующиеся наибольшей полнотой, максимальными мощностями, разнообразными текстурно-структурными особенностями слагающих их пород, широким развитием карбонатных отложений со строматолитами [Шатский, 1945, 1960; Келлер, 1952, 1968; Стратотип рифея..., 1982, 1983; и др.].

В северо-восточных районах Башкирского мегантиклинория бурзьянская серия расчленяется на айскую, саткинскую и бакальскую свиты (рис. 6).

Айская свита слагается пестрым комплексом вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Мощность ее 1700-2500 м. На подстилающих метаморфических комплексах Тараташского массива айская свита залегает с размывом и угловым несогласием [Гарань, 1969; Нижний рифей..., 1989; Стратотип рифея..., 1983]. В тонкозернистых терригенных породах айской свиты А.Ф.Вейсом и др.[1990] обнаружены единичные формы транзитных микрофос-

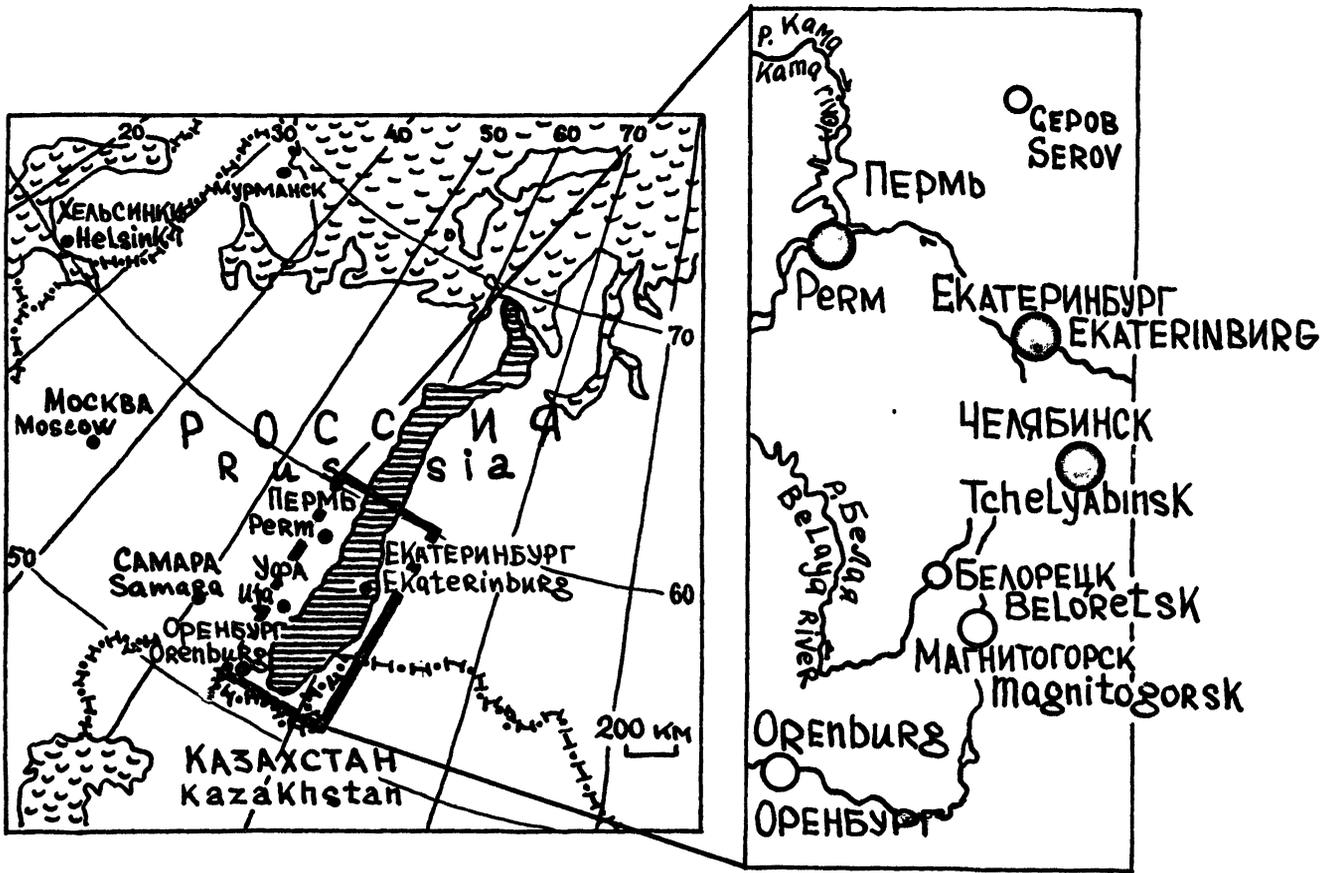


Рис. 1. Обзорная карта центральной части России, положение районов проведения геологических экскурсий по разрезам верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя на Южном и Среднем Урале (показаны контуром) и основные населенные пункты в районах экскурсий.

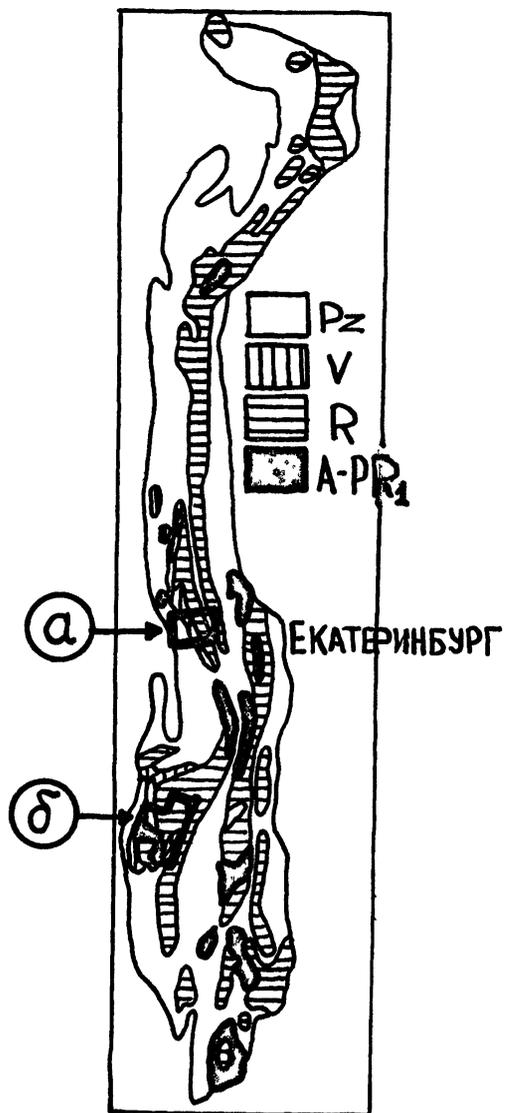


Рис. 2. Схема распространения докембрийских и палеозойских отложений в пределах Уральского складчатого пояса, по материалам Ю.Р.Беккера [1985].

Контуром показано положение районов проведения Среднеуральской (а) и Южноуральской (б) геологических экскурсий.

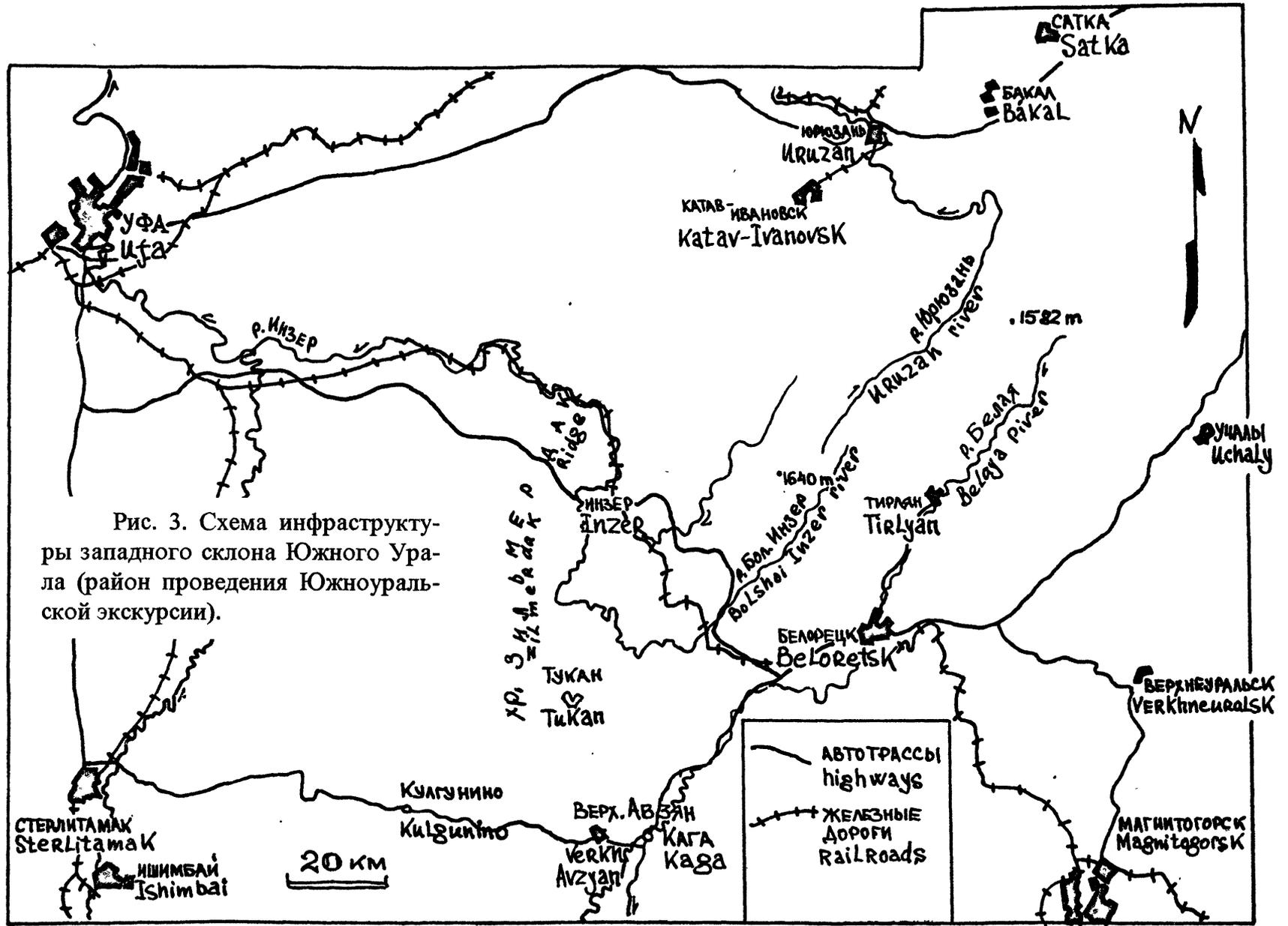


Рис. 3. Схема инфраструктуры западного склона Южного Урала (район проведения Южноуральской экскурсии).

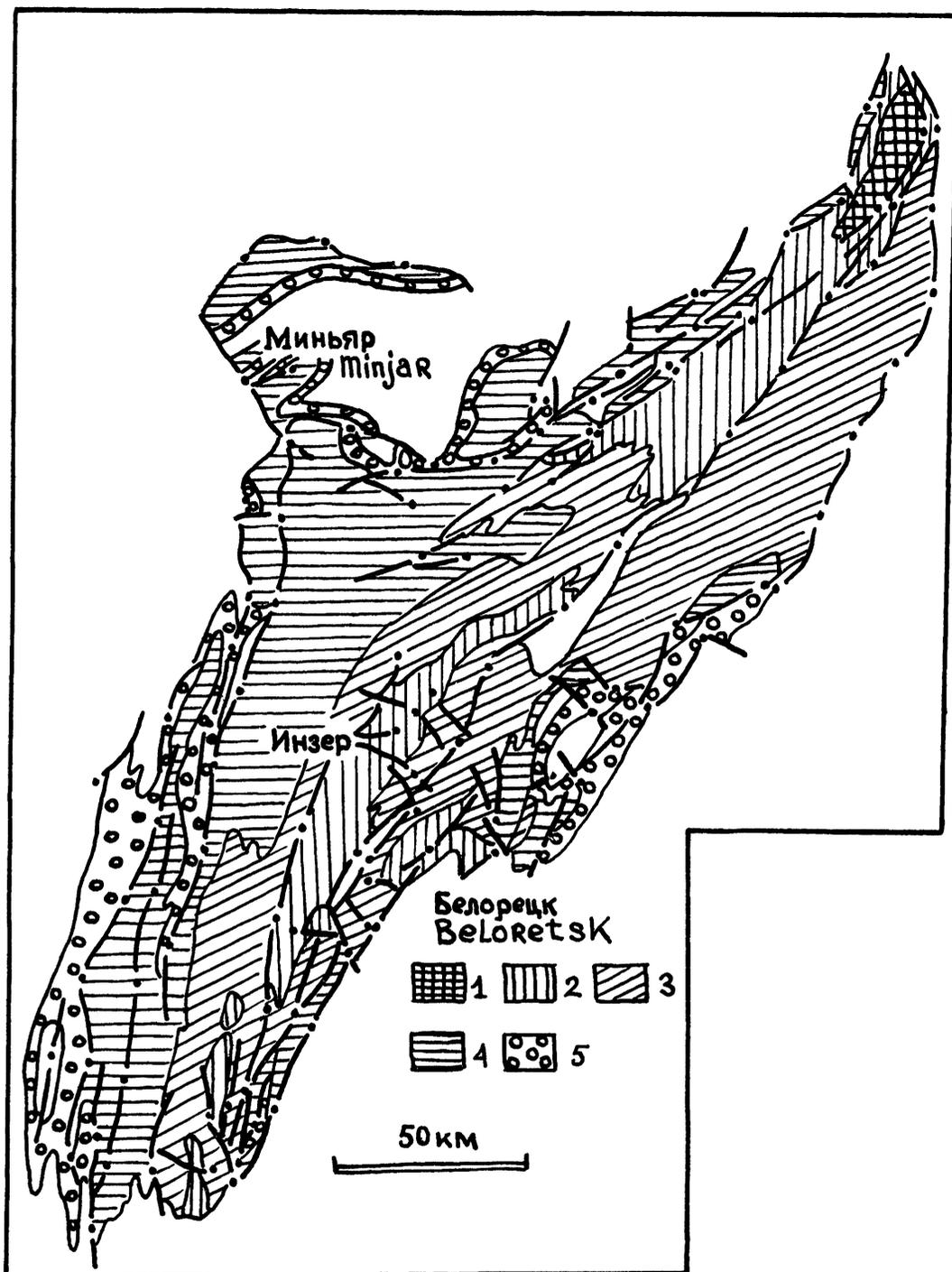


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория [Маслов, Крупенин, 1991].

Условные обозначения: 1- архей-нижнепротерозойские образования Тараташского массива; 2- нижнерифейские отложения бурзянской серии; 3- средне-рифейские отложения юрматинской серии; 4- верхнерифейские отложения каратауской серии; 5- вендские образования ашинской серии.



Рис. 5. Схема тектонического строения Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала [Тектоническая карта..., 1986].

		Группа Group	Мощность, м Thickness, m	СВИТА Formation	АБС. ВОЗРАСТ Isotopic age
РИФЕЙ	КАРТАУСКАЯ СЕРИЯ KARATAU GROUP	300-400	УКСКАЯ UK	687±29	
		500-800	МИНЬЯРСКАЯ Min'jar	ca. 680-831	
		100-1000	ИНЗЕРСКАЯ Inzer	805-835	
		250-400	КАТАВСКАЯ KATAV	ca. 938	
		800-3000	ЗИЛЬМЕРДАКСКАЯ Zilmerdak		
	ЮРМАТИНСКАЯ СЕРИЯ YURMATIN GROUP	1600-2300	АВЗЯНСКАЯ Avzuan	ca. 1226	
		750-1500	ЗИГАЗИНО-КОМАРОВСКАЯ Zigazino-Komarovo		
		500-700	ЗИГАЛЬГИНСКАЯ Zigalga		
		1600-3000	МАШАКСКАЯ Mashak	1341±41	
	БУРЗЯНСКАЯ СЕРИЯ BURZHAM GROUP	650-1100	БАКАЛЬСКАЯ ЮШИНСКАЯ Bakal Yusha		
		1500-1650			
		1700-2000	САТКИНСКАЯ СУРАНСКАЯ Satka Suran		
до 3500					
		до 2200	АЙСКАЯ БОЛЬШЕИЗЕРСКАЯ Ai Bolschoi Inzer	1635±30	
		1700-2500			

Рис. 6. Сводная стратиграфическая колонка отложений рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов, Крупенин, 1991].

сий. Изотопный возраст цирконов из трахибазальтов нижней части айской свиты (U-Pb метод) составляет 1,635+/-30 млн.лет [Нижний рифей..., 1989].

Саткинская свита представлена преимущественно хемогенными доломитами, среди которых в нижней части разреза наблюдаются и строматолитовые разности. Здесь определены *Kussiella kussiensis* Masl., *Conophyton cylindricus* Masl., *Con. garganicus* Masl., *Gongulina diferenciata* Kom., разнообразные микрофитоциты и микрофоссилии *Leiominuscula minuta* Naum., *Turunchanica ternata* Tim., *Protosphaeridium flexuosus* Tim. и ряд других форм [Вейс и др., 1990; Геология и перспективы..., 1988]. Из окремненных слоистых доломитов и плоскообломочных карбонатных конгломерато-брекчий В.Н.Сергеевым [1992] описаны многочисленные полые чехлы *Eomycetopsis sibiriensis* Lo, трихомы *Gunflintia aff. minuta* Bargh. и коккоидные микрофоссилии *Gloediniopsis uralicus* и др. микрофоссилии. В средней части свиты присутствует примерно 200-метровая толща углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов и, иногда, глинистых доломитов (половинкинская подсвита). Мощность отложений саткинской свиты в наиболее полных разрезах достигает почти 3500 м [Анфимов и др., 1983].

Бакальская свита представлена в нижней части углеродисто-глинистыми сланцами (до 650 м), а в верхней - чередующимися между собой терригенными и карбонатными пачками (мощность до 900 м). В последних определены строматолиты *Conophyton garganicus* Masl., *Con cylindricus* Masl., *C. litius* Masl., *Gaya ircuscanica* Kryl., микрофитоциты и богатый комплекс микрофоссилий (бакальская биота): *Sympllassosphaeridium undosum* Jank., *Leiominusculaminuta* Naum., *Satkafavosa* Jank., *S. undosa* Jank., *Leiosphaeridia ternata* Tim. и др. [Вейс и др., 1990; Стратиграфические..., 1993; и др.]. Мощность отложений бакальской свиты составляет 1300-1450 м.

В центральных районах Башкирского мегантиклинория аналогами айской, саткинской и бакальской свит являются, соответственно, *большеинзерская, суранская и юшинская свиты*, представленные в основном терригенными и карбонатными образованиями [Гарань, 1969; Иванов, 1956; Стратотип рифей..., 1983; Нижний рифей..., 1989; и др.].

Изотопный возраст нижней и верхней границ бурзянской серии составляет, соответственно, 1635+/-30 млн. лет и 1350+/-20 млн. лет [Нижний рифей..., 1989].

Юрматинская серия объединяет машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты [Гарань, 1963, 1969; Стратотип рифей..., 1983; и др.].

Машакская свита слагается основными и кислыми вулканитами, их туфами, вулканогенно-осадочными породами, песчаниками и алевролитами с линзами и пластами (до 20-30 м) валунно-галечниковых конгломератов и углеродисто-глинистыми сланцами. Мощность свиты составляет от 1000 до 3000 м [Парначев и др., 1986]. На подстилающих отложениях бурзянской серии (юшинская свита)

машакская свита залегает с размывом и отчетливым угловым несогласием [Гарань, 1969; Ротару, 1983; Парначев и др., 1986; Стратотип рифея..., 1983; и др.]. В прослоях карбонатных пород из самых верхних горизонтов свиты описаны микрофитоциты I (раннерифейского) комплекса [Ротару, 1983] - *Radiosus tenebricus* Z.Zhur., *R. ovale* Zabr., *R. neculeatus* Milst., *R. kotuicanicus* Milst. и ряд других, что позволяет некоторым исследователям (В.А.Романов, А.А.Макушин) рассматривать машакскую свиту как нижнерифейское подразделение. Липариты и липарито-дациты машакской свиты имеют изотопный возраст $1,341 \pm 41$ млн.лет (Rb-Sr изохронный метод) и $1,348 \pm 30$ млн.лет (U-Pb метод) [Краснобаев и др., 1985; Нижний рифей..., 1989].

Зигальгинская свита представлена преимущественно мономинеральными кварцевыми песчаниками, подчиненную роль в ее разрезах играют алевролиты, углеродисто-глинистые сланцы и конгломераты. Мощность свиты в центральных районах Башкирского мегантиклинория, там где она подстилается вулканогенно-осадочными последовательностями машакской свиты, составляет около 600-700 м. На северо-востоке мегантиклинория, в Бакало-Саткинском районе, машакская свита выпадает из разреза и песчаники зигальгинской свиты несогласно и часто с конгломератами в основании перекрывают отложения нижнерифейской бакальской свиты; мощность свиты в этих районах не превышает 100-150 м [Гарань, 1969; Маслов, Крупенин, 1991; и др.].

Зигазино-комаровская свита объединяет пачки и толщи неравномерного чередования алевролитов, мелкозернистых песчаников, глинистых и углеродисто-глинистых сланцев. В нижней (серегинской) подсвите определен богатый комплекс микрофоссилий (зигазино-комаровская биота), содержащий *Leioschaeridia crassa* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *L. bicrura* Jank., *Satka favosa* Jank., *S. elongata* Jank., *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.), *L. aff. minor* (Shap.), *L. ternata* Tim., *L. miculifera* sp. nov. и др. [Геология и перспективы..., 1988; Вейс и др., 1990; Стратиграфические..., 1993]; сходные ассоциации микрофоссилий известны и в разрезах авзянской свиты. Мощность свиты варьирует от 750 до почти 1500 м.

Венчающая разрез юрматиния **авзянская свита** объединяет несколько терригенных и карбонатных толщ (подсвит). В последних известны строматолиты *Baicalia aborigena* Schap., *Svetliella avzjanica* Kom., *Conophyton kuzha* Kom., *Con. metula* Kur., *C. cylindricus*, *Colleniella evoluta* Schap. [Стратотип рифея..., 1983]. Терригенные породы авзянской свиты содержат многочисленные микрофоссилии и комплекс микрофоссилий с крупными лейосферидиями и нитчатыми микроостатками, в том числе трихомами *Calypthothrix* и др. (тюльменская биота). В кремнях из слоистых доломитов каташкинской подсвиты в разрезе у г.Катав-Ивановска В.Н.Сергеевым [1992] описаны коккоидные микрофоссилии *Eogloeocapsa avzyanica* Sergeev, трубчатые образования *Eomycetopsis robusta* и нитчатые колониальные формы *Eosphaerionostoc kataskinicus* Serg. и др. Из окремненных доломитов

реветской подсвиты известны *Gloeodiniopsis Lamellosa Sch.*, *Eomycetopsis robusta Sch.*, *Eoentophysalis belcherensis Hoff.* *Polybessurus bipartitus Fairchild ex Green*, *Siphonophrycus sp.* и др.

Изотопный (K-Ar) возраст глауконита из пород авзянской свиты составляет - 1,226 млн.лет [Полевая, Казаков, 1961; Стратотип рифея.,1983]. Мощность свиты достигает 1500-2300 м.

Верхнерифейская каратауская серия объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты [Семихатов и др., 1992] (рис. 7). На исследователей трансгрессивно и с угловым несогласием.

Зильмердакская свита представлена в нижней части аркозовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками и гравелитами (подчиненную роль здесь играют также мелко- и среднегалечниковые конгломераты), а в средней и верхней - алевролитами, глинистыми сланцами и мелко- и/или среднезернистыми полевошпато-кварцевыми и экстракварцевыми песчаниками. В северо-западных районах мегантиклинория (бассейн р.Лемезы) мощность отложений свиты оценивалась А.И.Олли в 2500-3300 м, в восточных и юго-восточных - 1500-1700 м. По особенностям состава зильмердакская свита подразделяется на четыре подсвиты - бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую.

Бирьянская подсвита представлена преимущественно пестроцветными полевошпато-кварцевыми, субаркозовыми и аркозовыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, а также красно-бурыми и вишнево-красными мелкоподстилающих отложениях каратауская серия залегает по мнению большинства зернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность бирьянской подсвиты составляет 800-2000 м.

Наиболее полный разрез подсвиты вскрывается по левому борту долины р.Малый Инзер примерно в 1 км выше устья руч.Сылдыс. Здесь, выше доломитов авзянской свиты, после небольшого интервала, закрытого осыпью, обнажены: 1) крупнозернистые розовато-серые песчаники с прослоями и линзами гравелитов (100-110 м); 2) чередующиеся алевролиты и мелкозернистые песчаники преимущественно вишнево-красного цвета (мощность толщи около 200 м); 3) крупнозернистые грубоплитчатые розовато-серые песчаники (110-115 м) и 4) красно-коричневые алевролиты, аргиллиты и песчаники с прослоями доломитов в верхней части. Выше залегают среднезернистые светло-серые кварцитовидные песчаники (около 10 м) и зеленовато-серые мелкозернистые тонкоплитчатые алевролиты с прослоями песчаников (около 170 м), относящиеся к нугушской подсвите. Послойный разрез бирьянской подсвиты имеет следующий вид [Маслов, Крупенин, 1991]:

Мощность, м

- 1. Светлые, розовато-серые средне- и крупнозернистые аркозовые и полевошпато-кварцевые грубоплитчатые песчаники массивные или тонко-, горизонтальнослоистые, с маломощными прослоями (1-5 см) и линзами грубозернистого, часто гравийного материала, иногда содержащие средне- и крупномасштабные косослоистые серии 68-70*
- 2. Средне- и мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники с редкими маломощными прослоями гравелитов (5-7 см) и глинистых мелкозернистых пес-*

Система Eratheма		Свита Formation		Подсвита Member		Мощность Thickness, м		Индекс Index		Литология Lithology				
Верхний Riphean	Рифей	Ужская Uzskaya Fm.	12	140-300	R ₃ uk ₂		ИЗВЕСТНЯКИ И ДОЛОМИТЫ СО СТРОМАТОЛИТАМИ И МИКРОФИТОЛИТАМИ, АРГИЛИТЫ, АЛЕВРОЛИТЫ Limestones and dolostones with stromatolites and microfossils, shales, siltstones							
			11	70-150	R ₃ uk ₁		ПЕСЧАНИКИ, АЛЕВРОЛИТЫ, АРГИЛИТЫ, ИЗВЕСТНЯКИ (РЕДКО СТРОМАТОЛИТОВЫЕ), МЕРГЕЛИ Sandstones, siltstones, shales, limestones (rarely with stromatolites), marls							
			10	300-500	R ₃ mn ₂		ДОЛОМИТЫ, СТРОМАТОЛИТОВЫЕ ДОЛОМИТЫ С ЖЕЛВАКАМИ И СТЯЖЕНИЯМИ КРЕМНЕЙ Dolostones with stromatolites and SiO ₂ nodules							
			9	100-300	R ₃ mn ₁		ДОЛОМИТЫ, ИЗВЕСТНЯКИ (РЕДКО СТРОМАТОЛИТОВЫЕ) АРГИЛИТЫ, АЛЕВРОЛИТЫ Dolostones, limestones with stromatolites, siltstones, shales							
			8	40-400	R ₃ in ₂		ПЕСЧАНИКИ, АЛЕВРОЛИТЫ, СЛАНЦЫ; В ЗАПАДНЫХ РАЙОНАХ СЛАНЦАМИ ИЗВЕСТНЯКОВ Sandstones, siltstones, shales; in some western regions with limestone members							
			7	30-300	R ₃ in ₁		ПЕСЧАНИКИ, ИЗВЕСТНЯКИ, АЛЕВРОЛИТЫ, АРГИЛИТЫ Sandstones, limestones, siltstones, shales							
			Средний Middle	Рифей	Катавская Katav Fm.	6	30-150	R ₃ kt ₂		СЕДО- И ПЕСТРОЦВЕТНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ, МЕРГЕЛИ Grey, red and green limestones and marls				
						5	30-250	R ₃ kt ₁		КРАСНО- И, РЕДКО, ЗЕЛЕНЦВЕТНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ И МЕРГЕЛИ; В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ - СО СТРОМАТОЛИТАМИ Red and green (rarely) limestones and marls; in some regions with stromatolites				
						4	250-400	R ₃ zl ₄		ПЕСЧАНИКИ, АЛЕВРОЛИТЫ, СЛАНЦЫ И ДОЛОМИТЫ Sandstones, siltstones, shales and dolomites				
						3	100-300	R ₃ zl ₃		ПЕСЧАНИКИ КВАРЦЕВЫЕ С РЕДКИМИ ПЛОСКОСЛОЯМИ АЛЕВРОЛИТОВ Quartz sandstones with rare layers of siltstones				
Средний Middle	Рифей	Зильмердакская свита Zilmerdak Formation	2	200-350	R ₃ zl ₂		АЛЕВРОЛИТЫ, АРГИЛИТЫ, ПЕСЧАНИКИ (РЕДКО) Siltstones, shales, sandstones (rarely)							
			1	800-2000	R ₃ zl ₁		АРКОЗОВЫЕ ПЕСЧАНИКИ, АЛЕВРОЛИТЫ, КОНГЛОМЕРАТЫ И ГРАВЕЛИТЫ Arkose sandstones, siltstones, conglomerates and grits							

Рис. 7. Сводная стратиграфическая колонка отложений верхнего рифея Башкирского мегантиклинория, по данным [Маслов, Крупенин, 1991] с некоторыми дополнениями.

чанников с крупномасштабной косо́й слоистостью. В верхней части слоя можно видеть прослой грубозернистых песчаников и гравелитов	44
3. Неравномерное чередование темно-вишневых алевролитов, иногда алевритистых глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников, на поверхностях напластования которых наблюдаются симметричные знаки ряби	49
4. Мелкозернистые красновато-серые массивные песчаники среднеплитчатые	29
5. Переслаивание темных вишнево-серых алевроаргиллитов, на верхних поверхностях которых наблюдаются текстуры напоминающие знаки ряби волнения и вишнево-красных мелкозернистых песчаников	30
6. Чередование серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (мощность прослоев 0,7-1,0 м) и зеленовато-серых мелкооскольчатых алевролитов	около 30
7. Разрозненные коренные выходы вишнево-красных алевритистых глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников	до 70
8. Розовато-серые средне- и крупнозернистые полевошпато-кварцевые песчаники массивные, горизонтальнослоистые или, редко, косо́слоистые (присутствуют изолированные крупно- и среднемасштабные серии), с пятнами и участками ожелезнения. На поверхностях напластования пород иногда можно видеть рифели симметричной синусоидальной ряби	155
9. Вишнево-красные тонко-, горизонтальнослоистые алевролиты с пропластками аргиллитов шоколадно-коричневого цвета	37
10. Разрозненные коренные выходы тонко-, горизонтальнослоистых мелкозернистых песчаников вишнево-красного цвета с прослоями алевролитов в верхней части	88
11. Фрагментарные коренные выходы чередующихся между собой вишнево-красных алевролитов и мелкозернистых песчаников (мощность прослоев до 10 см)	около 150
12. Светло-серые разнозернистые песчаники	до 8-10
13. Пачка микропереслаивания темно-серых пелитоморфных известняков с мелкомасштабной нарушенной слоистостью и серых песчанистых известняков	38

Представительные разрезы бирьянской подсвиты известны также в среднем течении р.Лемезы, по р.Сатке в окрестностях сел Пороги и Романовка, по р.Юрюзань ниже д.Екатериновки, в верхнем течении р.Зилим ниже д.Карагаево, по р.Бол.Шаик и ряде других районов. Подробная послойная их характеристика приведена в специальной работе [Маслов, Крупенин, 1991]. На рис. 8 в обобщенном виде показано строение этих разрезов в различных районах Башкирского мегантиклинория.

<Object* 1>

В пригребневой части хребта Зильмердак, в 14-15 км к западу от пос. Инзер (рис. 9, 10), и на восточном склоне хребта наблюдаются многочисленные обнажения розовато-серых, красно-коричневых и вишневых массивных и косо́слоистых крупно-, средне- и мелкозернистых песчаников, гравелитов, мелкогалечниковых конгломератов и алевролитов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея.**

Разрезы: I- д.Искушга; II- д.Екатери-
риновка; III- Айлинская площадь; IV- гора
Маяк; V- с.Пороги; VI- р.Мал.Инзер; VII-
д.Карагаево; VIII- хут.Кисык.

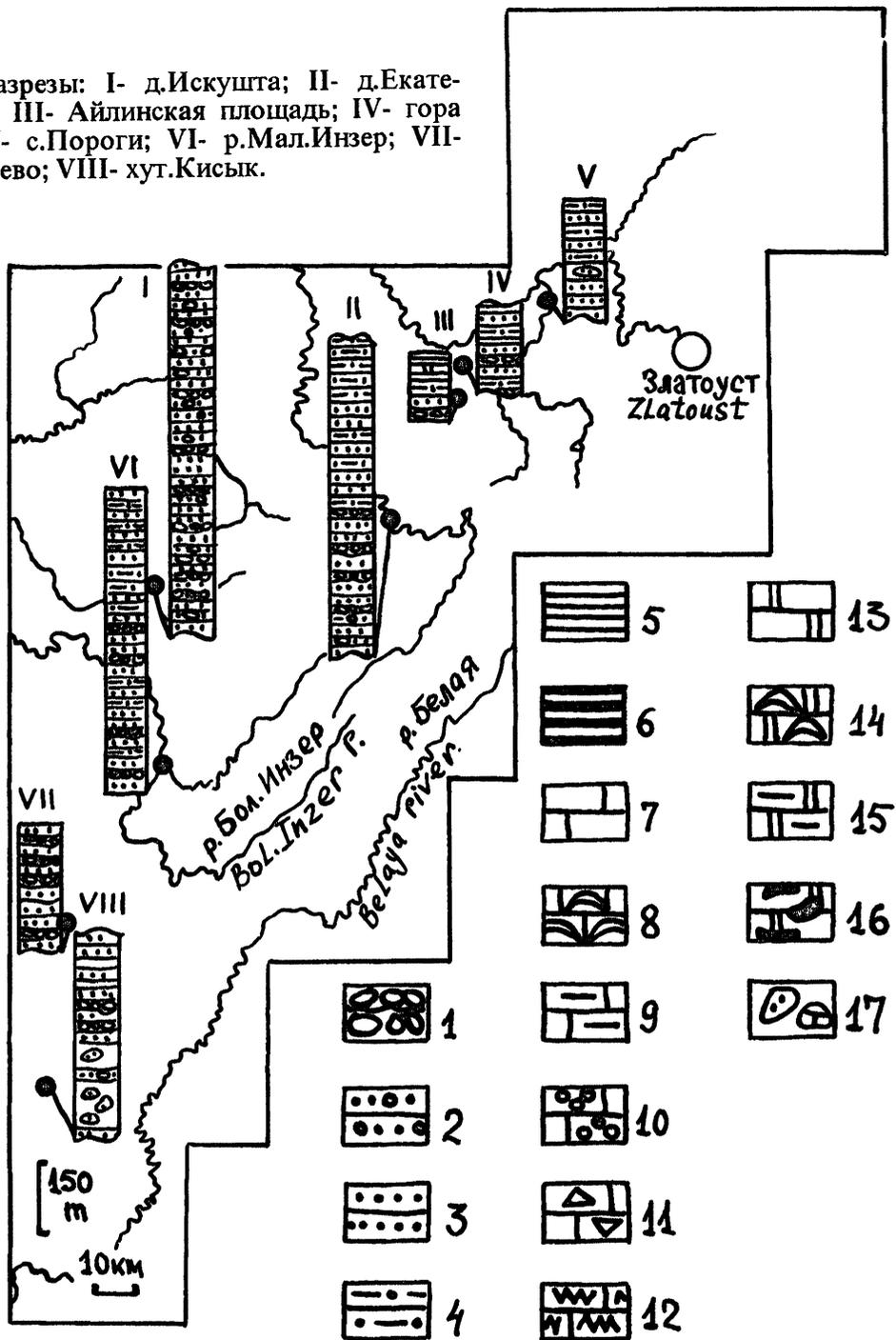
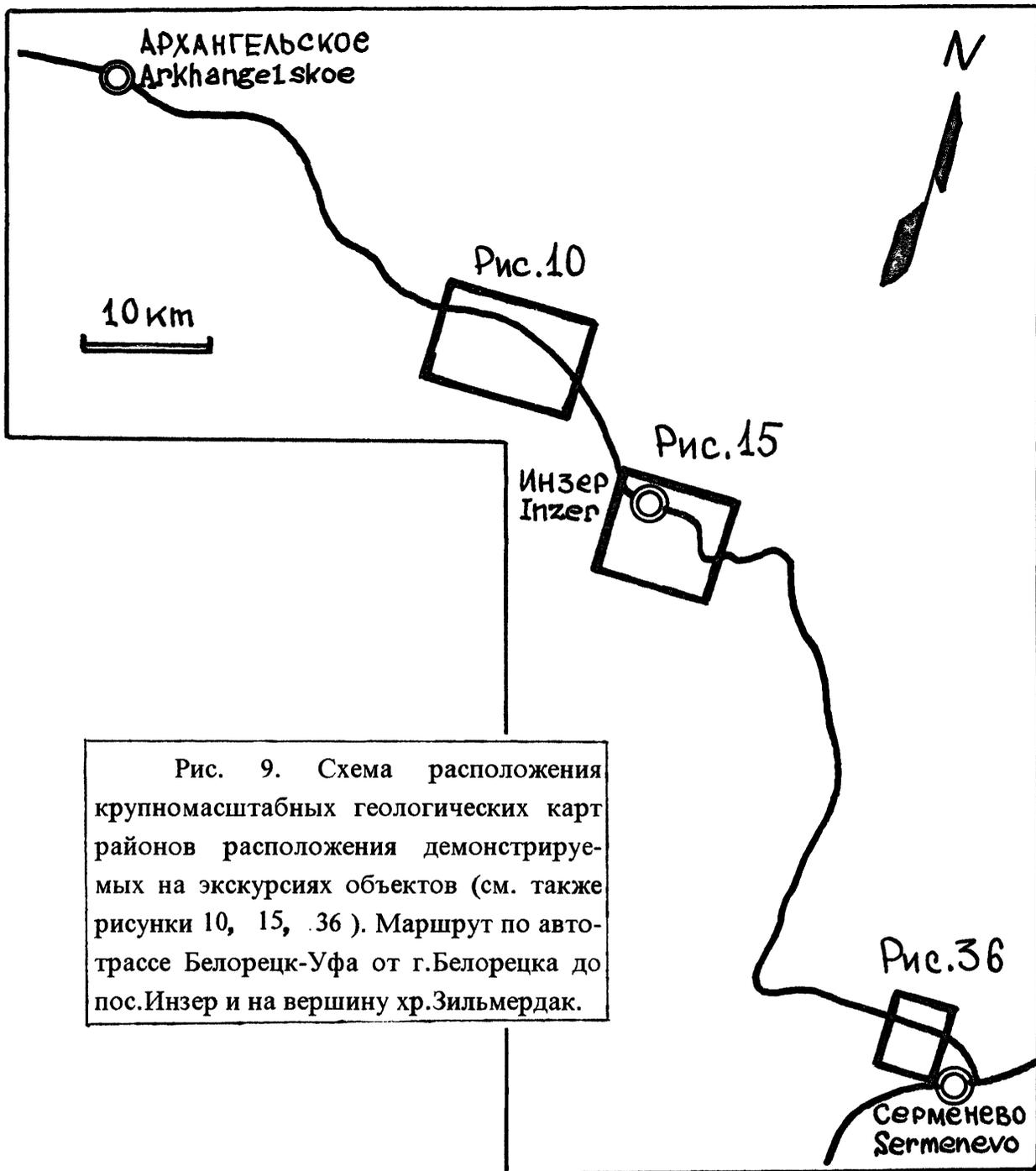


Рис. 8. Схема строения и расположения наиболее представительных разрезов бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения: 1- конгломераты; 2- разнозернистые песчаники и гравелиты; 3- песчаники; 4- алевролиты; 5- глинистые сланцы и аргиллиты; 6- углеродистые глинистые сланцы; 7- известняки; 8- строматолитовые известняки; 9- глинистые известняки; 10- микрофитолитовые разности известняков; 11- плоско-обломочные карбонатные брекчии (как известняковые, так и доломитовые); 12- "струйчатые" известняки; 13- доломиты; 14- строматолитовые доломиты; 15- глинистые доломиты; 16- доломиты с прослоями и линзами кремней; 17- состав пород на закрытых интервалах.



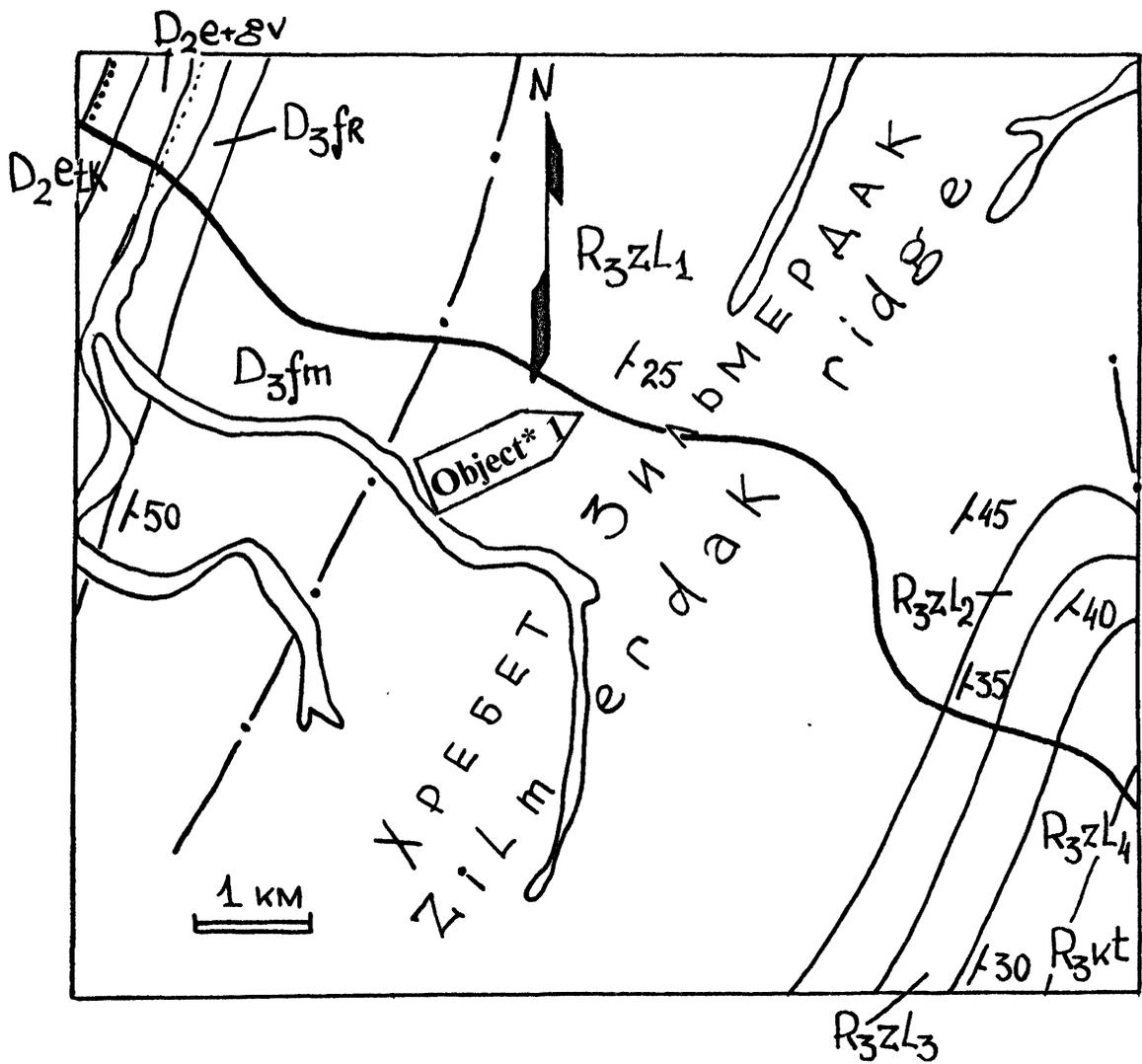


Рис. 10. Схематическая геологическая карта привершинной части хребта Зильмердак к западу от пос.Инзер.

Расшифровку геологических индексов см. на рис. 7.

Нугушская подсвета сложена преимущественно алевролитами и глинистыми сланцами серого и зеленовато-серого цвета. Краткая характеристика разреза подсветы по р.Мал.Инзер приведена выше. Хорошие разрезы подсветы описаны в бассейне р.Кужи на юге Башкирского мегантиклинория, по р.Юрюзань выше д.Екатериновки, в нижнем течении р.Сатки, а также вскрыты буровыми скважинами в процессе крупномасштабных геолого-съёмочных работ на Авзянской площади (Ларионов и др., 1985 г.). Строение некоторых из этих разрезов показано на рис. 11.

Лемезинская подсвета представлена в основном кварцевыми средне- и, реже, крупнозернистыми песчаниками преимущественно светло-серого цвета с подчиненными им прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

В районе пос.Инзер на восточном крыле Инзерского синклинория относительно полный разрез лемезинской подсветы известен на правом борту долины р.Малый Инзер. Он расположен в 300-400 м восточнее автодорожного моста через Малый Инзер между д.Реветь и пос.Инзер и имеет следующий вид [Маслов, Крупенин, 1991]:

Мощность, м

1. Серые и светло-серые среднезернистые горизонтально- и косослоистые среднеплитчатые песчаники с трещинами усыхания20
2. Песчаники среднезернистые серые, светло- и зеленовато-серые среднеплитчатые с крупными криволинейными слепками с трещин усыхания. В зеленоцветных разностях песчаников часто присутствуют изогнутые, остроугольные или дисковидные пластинки зеленых аргиллитов28
3. Темно-серые тонко-, горизонтальнослоистые углеродистые (?) кварцевые песчаники с прекрасно выраженными трещинами усыхания. Слоистость подчеркнута миллиметровыми пропластками углеродисто-глинистого материалаоколо 2
4. Неравномерное переслаивание мелкозернистых серые песчаников с пластинками черных аргиллитов, зеленовато-серых средне- и крупнозернистых песчаников с линзами и гнездами ожелезнения и мелкозернистых светлых песчаников с тонкими нитевидными прослоями углеродистого материала54

На территории Башкирского мегантиклинория относительно хорошо обнаженные разрезы лемезинской подсветы известны во многих пунктах (рис. 12): в бассейне среднего течения р.Лемезы, по руч.Шалома (правый приток р.Ук), в верховьях руч.Кряжского северо-восточнее г.Миньяра, в бассейне р.Зилим, на правом берегу р.Большой Нугуш у б/д Бикташево, по р.Бол. Шаик у хр. Ардакты и в ряде других мест. Мощность отложений лемезинской подсветы составляет 200-300 м.

Завершающая разрез зильмердакской свиты, бедерышинская подсвета, объединяет песчаники, алевролиты и глинистые; в виде прослоев и небольшой мощности пачек среди них присутствуют известняки и доломиты. Типовой разрез подсветы расположен на правом борту долины р.Малый Инзер, где сероцветные пачки переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов непосредственно перекрывают отложения лемезинской подсветы и имеет следующее строение:

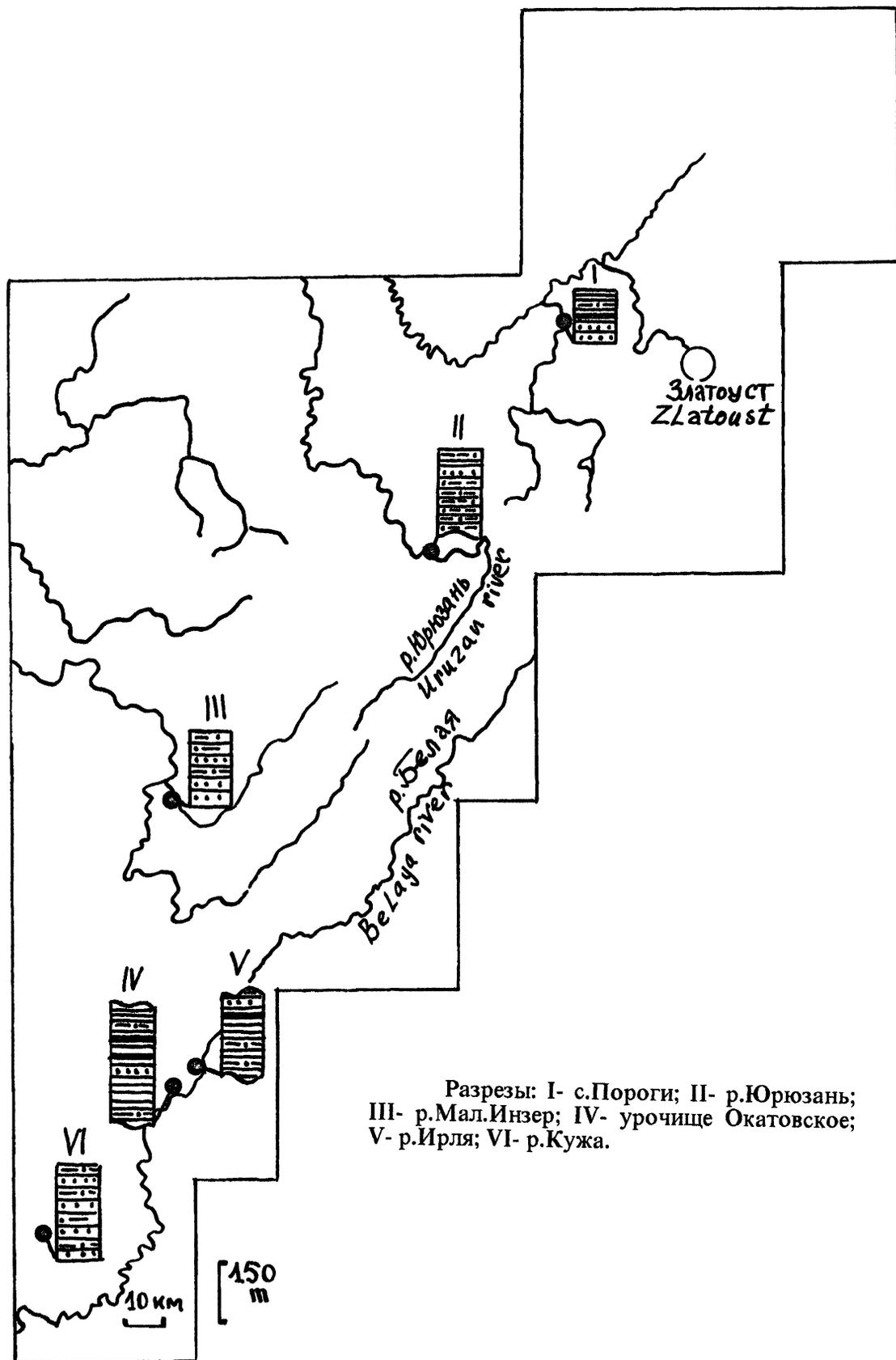


Рис. 11. Схема расположения и основные черты строения наиболее полных разрезов нугушской подсвиты зильмердакской свиты Башкирского мегантиклия.

Условные обозначения см. на рис. 8.

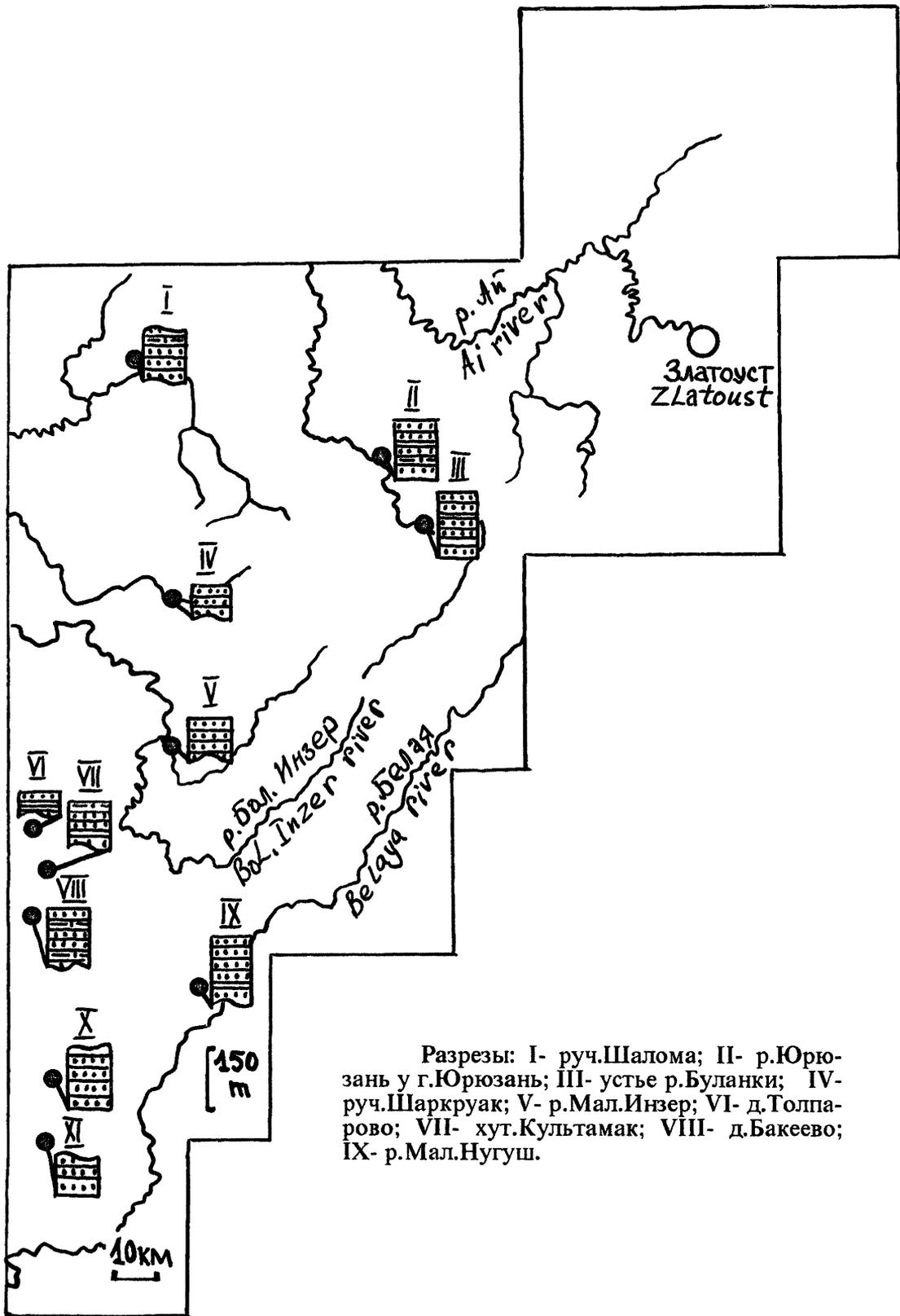


Рис. 12. Схема расположения и строения наиболее полных разрезов лемезинской подсвиты зильмердакской свиты каратавия в северных и центральных районах Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 8.

1. Неравномерное чередование тонкослоистых углеродистых алевролитов и среднезернистых серых песчаников	22
2. Среднеплитчатые среднезернистые песчаники с маломощными косыми серыми в верхней части	2
3. Тонко-, горизонтальнослоистые тонкоплитчатые серые алевролиты с редкими маломощными прослоями мелкозернистых песчаников	16
4. Зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с маломощными прослоями разнозернистых кварцевых песчаников с пластинками зеленых аргиллитов. В виде линз (до 30x7 см) среди алевролитов наблюдаются грубозернистые песчаники	23
5. Переслаивание зеленовато-, голубовато- и красновато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников с разнообразными трещинами усыхания. В средней части этой пачки присутствуют прослои доломитов. Количество прослоев сокращается вверх по разрезу	более 40
6. Закрыто	28
7. Пестроцветные алевролиты и алевролитистые глинистые сланцы с многочисленными трещинами усыхания	6
8. Закрыто	30
9. Доломиты с неотчетливо выраженными строматолитами (?)	14
10. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых алевролитов и песчаников с текстурами выполнения мелких промоин	более 10

Верхние горизонты подсвиты в данном разрезе не обнажены; мощность закрытого интервала до подошвы катавской свиты составляет около 100-110 м.

Многочисленные и достаточно хорошо обнаженные разрезы бедерышинской подсвиты известны в западных и северо-западных районах Башкирского мегантиклинория, а также в бассейнах рек Лемеза, Зилим, Большой Нугуш. Послойная характеристика их приведена в специальной работе [Маслов, Крупинин, 1991], а общие черты строения можно видеть на рис. 13.

Породы бирьянской подсвиты содержат обломочные цирконы с абсолютным возрастом более 1100 млн.лет; из верхней части зильмердакской свиты (бедерышинская подсвита) описан богатый комплекс микрофоссилий - мулдакаевская биота [Янкаускас, 1982; Стратотип рифея..., 1983]: *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. laminarita* (Tim.), *L. obsuleta* (Naum.), *Leiotrichoides typicus* Herm., *Eomycetopsis psilata* M. et S., *E. rygosa* Sch. et Bl., *Rectia costata* (Jank.) и др.

Катавская свита объединяет пестроцветные и красноцветные известняки, глинистые и доломитизированные известняки и мергели. В центральных районах Башкирского мегантиклинория в нижней части свиты наблюдаются известняки со строматолитами III комплекса *Inzeria tjomusi* Kryl. и *Jurusania cylindrica* Kryl., а в верхних горизонтах во многих разрезах присутствуют пластовые строматолиты *Malginella malgica* Kom. et Semikh. и *Malginella zipandica* Kom. [Крылов, 1963; Комар, 1978; Стратотип рифея..., 1982, 1983; и др.]. Мощность свиты варьирует от 200 до 350-400 (?) м. Изотопный возраст глауконитов из подошвы катавской свиты (К-Аг метод) составляет 938 млн. лет [Стратотип рифея..., 1983].

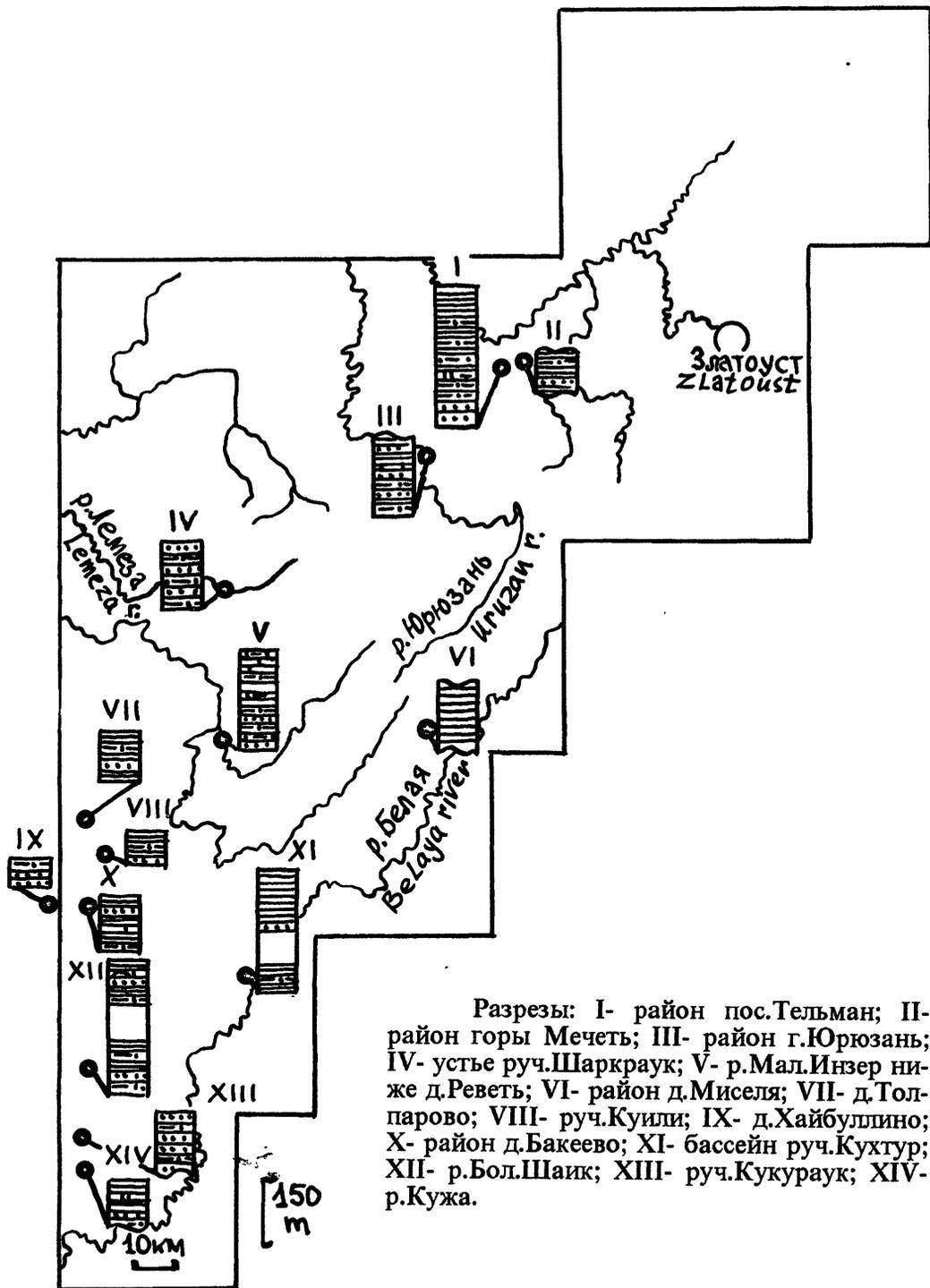


Рис. 13. Схема расположения и строения наиболее полных разрезов бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 8.

В основу расчленения катавской свиты на толщи и подсвиты положена преимущественно окраска пород и, в меньшей мере, их текстурные особенности. Изучение и анализ строения разрезов свиты в целом по Башкирскому мегантиклинорию показали, что выделяемые в составе свиты с учетом окраски пород те или иные пачки и толщи не имеют широкого латерального распространения и часто не выдержаны по простиранию, отсутствуя даже в рядов расположенных разрезах. Так, например, в бассейне р.Зилим или в низовьях р.Сатки катавская свита четко разграничена на нижнюю красноцветную и верхнюю сероцветную (струйчатую) толщи, тогда как в разрезах Инзерского синклиория, в частности, в окрестностях пос.Инзер, струйчатые сероцветные известняки в верхней ее части практически отсутствуют.

На восточном крыле Инзерского синклиория в разрезе правого берега р.Мал.Инзер породы катавской свиты залегают с пологим северо-западным падением в 100-110 м выше по мощности последних выходов терригенных пород бедерьшинской подсвиты зильмердакской свиты (рис. 14, 15). В строении данного разреза могут быть выделены следующие пачки: 1) пелитоморфные красно-коричневые известняки со строматолитами *Inzeria tjomusi Kryl.* и *Jurusania cylindrica Kryl.* (80-90 м); 2) грубо- и среднеплитчатые вишнево-красные известняки с тонкими прослоями и пропластками аналогичного цвета глинистых сланцев (до 200 м); 3) пестроцветные, зеленовато- и темно-серые известняки, в том числе глинистые, с редкими маломощными прослоями алевролитов (мощность прослоев 0,5-3 см; мощность всей пачки около 35-40 м).

В связи с тем, что в настоящее время осмотр данного разреза невозможен, участникам экскурсии будет показан фрагмент разреза катавской свиты на левом берегу долины р.Малый Инзер вдоль ж.д. Инзер-Белорецк, являющийся продолжением по простиранию разреза на правом борту долины; основным его отличием является отсутствие толщи красноцветных известняков со столбчатыми строматолитами.

<Object* 2>**

Строение основных разрезов катавской свиты на территории Башкирского мегантиклинория показано на рис. 16.

Инзерская свита является весьма сложно построенным подразделением каратауской серии. В центральных и восточных районах Башкирского мегантиклинория на известняках катавской свиты залегают терригенные отложения инзерской свиты, мощность которых достигает 800-900 м. В западных и северо-западных частях рассматриваемой территории (Каратауский структурный комплекс, Алатауский антиклинорий, бассейн р.Лемезы и др.) мощность терригенных образований инзерской свиты сокращается до 100-150 м. Выше сероцветных струйчатых известняков катавской свиты здесь наблюдаются темно-серые известняки подинзерских (симских) слоев. Мощность их варьирует от 10-15 до 250-300 и более м. В ряде разрезов подинзерские слои венчаются пачкой известняков

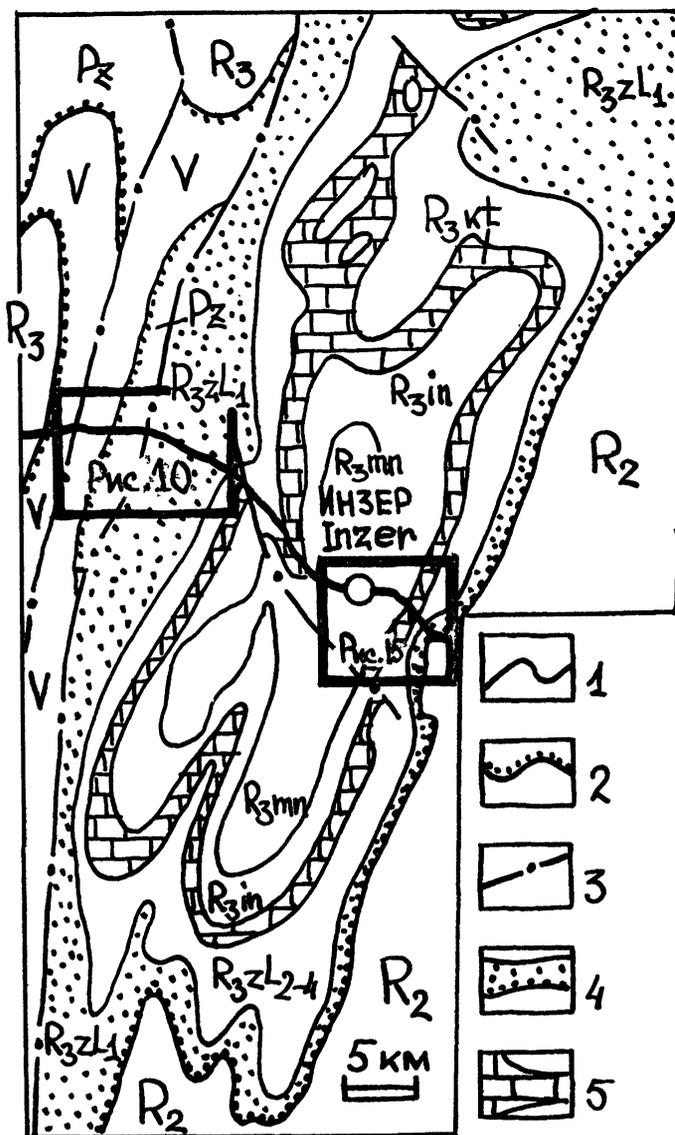


Рис. 14. Схематическая геологическая карта центральной части Инзерского синклинория (контурами показаны положения карт более крупного масштаба с местами осмотра конкретных обнажений).

Условные обозначения: 1- положение автотрассы Уфа-Белорецк; 2- трансгрессивные геологические границы; 3- тектонические нарушения; 4- литологический маркер - розовато- и желтовато-серые крупно- и разномерные аркозовые песчаники бирьянской подбиты зильмердакской свиты верхнего рифея; 5- литологический маркер - красно- и пестроцветные глинистые известняки и мергели катавской свиты верхнего рифея.

Расшифровку индексов см. на рис. 7.

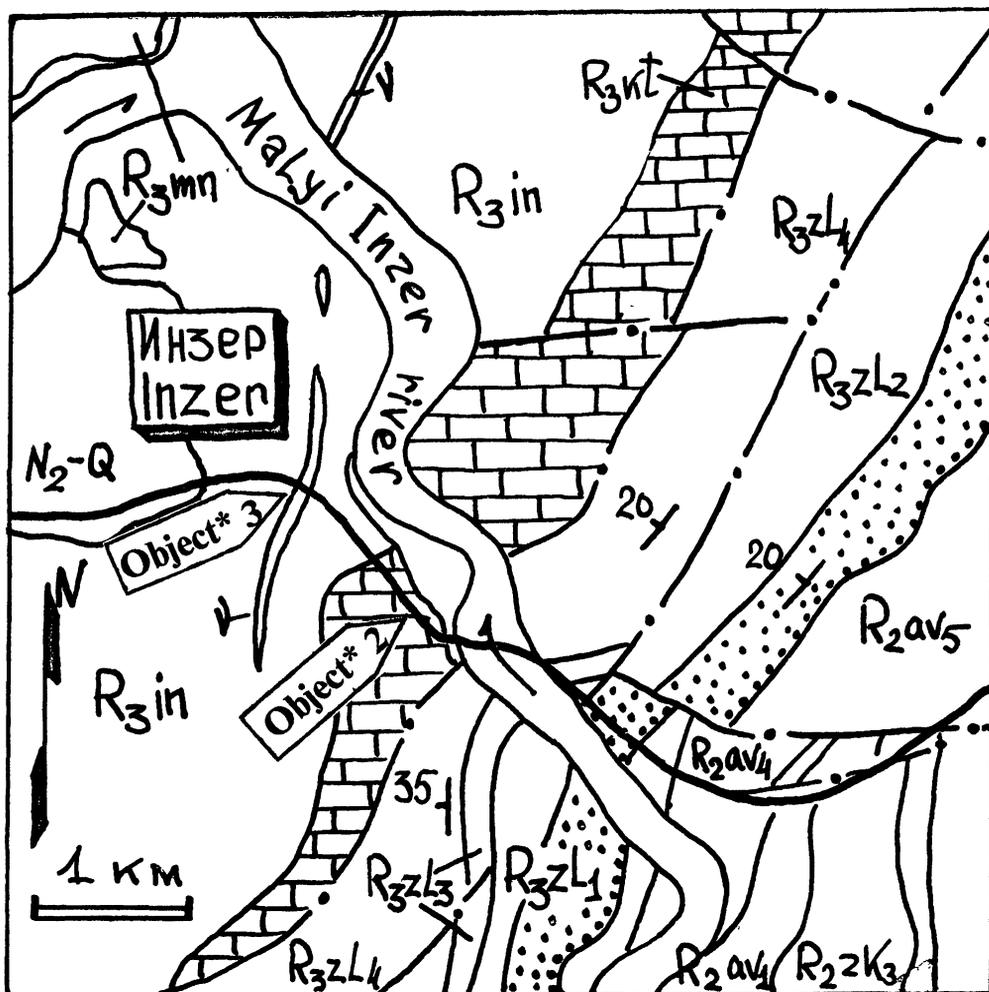


Рис. 15. Схематическая геологическая карта восточного крыла Инзерского синклинория к востоку от пос.Инзер.

Условные обозначения и расшифровку геологических индексов см. на рисунках 7 и 14.

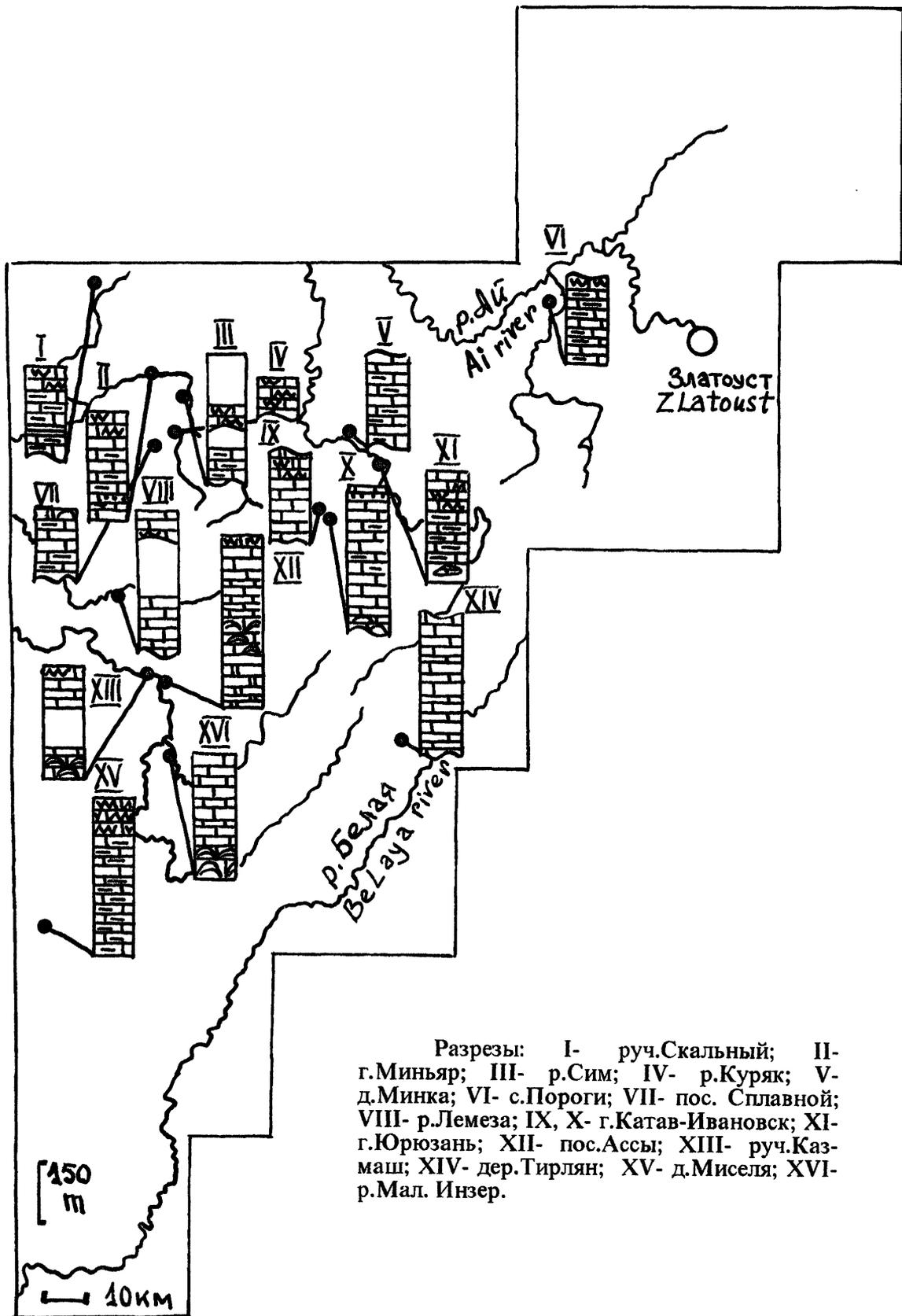


Рис. 16. Схема расположения и строения разрезов катавской свиты каратавия в центральных и северных районах Башкирского мегантиклинория.
Условные обозначения см. на рис. 8.

со строматолитами *Conophyton garganicus* Kom., *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Gymnosolen asymmetricus* Raab. и рядом других форм [Стратотип рифея..., 1982, 1983]. В бассейне р.Зилим среди терригенных отложений инзерской свиты закартирована пачка известняков со строматолитами *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *G. asymmetricus* Raab., *Katavia karatavica* Kryl. [Геология и перспективы..., 1988; и др.]. Терригенные породы инзерской свиты содержат богатый комплекс микрофоссилий (шишенякская биота, нижняя часть инзерской свиты) с *Chuarina aff. circularis* Walc., *Leiosfiridium dubium* Jank., *Leiosphaeridia kulgunica* Jank., *L.holtedahlii* (Tim.) и др. [Янкаускас, 1980; Вейс и др., 1990; Стратиграфические..., 1993; и др.]. Глаукониты из песчаников и алевролитов инзерской свиты имеют значения изотопного возраста в пределах 800-900 млн.лет (К-Ar метод) [Стратотип рифея..., 1983]. По данным И.М.Горохова с соавторами [Gorokhov et al., 1995], Rb-Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты составляет 805-835 млн.лет. Изохронный (Pb-Pb метод) возраст карбонатов инзерской свиты составляет, по данным Г.В.Овчинниковой и др. [1995], 848+/-48 млн.лет.

Типовой разрез инзерской свиты расположен в бассейне р.Малый Инзер в районе урочища "Откоп". Контакт терригенных пород инзерской свиты и подстилающих их катавских известняков, содержащих редкие прослои алевролитов, обнажен на правом борту долины р.Мал.Инзер примерно в 2 км ниже д.Реветь. Далее разрез наращивается в западном направлении на левом борту долины вдоль автотрассы Белорецк-Уфа (юго-восточнее горы Белягуш)(рис. 17):

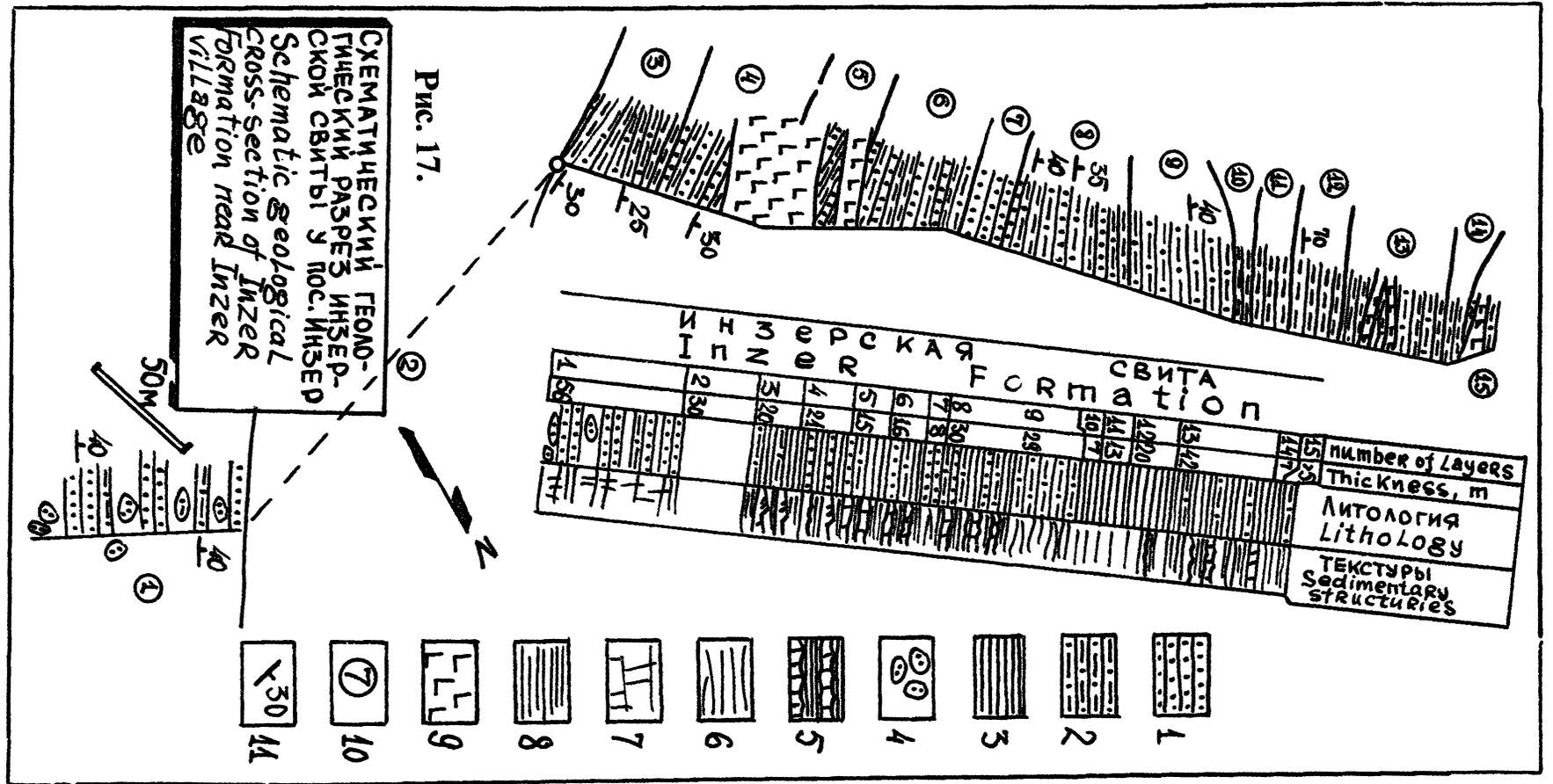
<Object* 3>

Мощность, м

1. Разрозненные коренные выходы и развалы глыб зеленовато-серых и розовато-серых, буровато-серых или вишнево-красных мелкозернистых, преимущественно массивных известковистых песчаников и, редко, крупнозернистых алевролитов около 60
2. Закрытодо 30
3. Зеленовато-серые тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты с редкими маломощными прослоями крупнозернистых алевролитов массивных, тонко-, горизонтально- или косоволнистослоистых20
4. Тонкое равномерное переслаивание зеленовато-серых алевроаргиллитов и серых или зеленовато-серых мелкозернистых песчаников (10-20 см). В песчаниках наряду с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью наблюдаются знаки ряби20
5. Темные зеленовато-серые тонко-, горизонтальнослоистые алевроаргиллиты с единичными маломощными прослоями серых мелкозернистых песчаников ..16

Породы слоев 4 и 5 прорваны субвертикальной дайкой габбро-диабазов (мощности слоев даны ориентировочно).

6. Переслаивание зеленовато-серых тонко-, горизонтальнослоистых алевроаргиллитов, крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В



Условные обозначения: 1- песчаники; 2- алевролиты; 3- глинистые сланцы и аргиллиты; 4- состав пород на закрытых интервалах; 5- пологоволнистое переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 6- пологоволнистая и субпараллельная слоистость; 7- интервалы массивного строения; 8- тонкая горизонтальная слоистость; 9- дайки габбро-диабазов; 10- номера слоев; 11- элементы залегания слоев.

последних отчетливо проявлена косая, косо- и линзовидно-волнистая слоистость. На верхних поверхностях напластования алевролитов и песчаников присутствуют многочисленные площадки со знаками ряби течения16

На границе слоев 5 и 6 фиксируется еще одна дайка габбро-диабазов “шириной” около 10 м.

7. Массивные зеленовато-серые (“мышинного” цвета) мелкозернистые среднеплитчатые песчаники8
8. Тонкое примерно равное чередование алевроаргиллитов, мелкозернистых песчаников и алевропесчаников с глауконитом30
9. Тонко-, горизонтально- и пологоволнисто-слоистые плитчатые крупнозернистые алевролиты зеленовато-серые30
10. Переслаивание коричневатокрасных и зеленоцветных тонко-, горизонтальнополосчатых алевроаргиллитов7
11. Зеленые и зеленовато-серые тонко-, горизонтальнополосчатые алевроаргиллиты13
12. Чередование зеленовато-серых и темно-вишневых тонко-, горизонтальнополосчатых алевроаргиллитов20
13. Переслаивание алевроаргиллитов (преобладают) тонко-, горизонтальнополосчатых или неслоистых массивных и неотчетливо-слоистых крупнозернистых алевролитов, прорванных несколькими маломощными дайками габбро-диабазов42
14. Чередование темных вишнево-красных и зеленых (зеленовато-серых) алевроаргиллитов7
15. Зеленовато-серые алевроаргиллиты с единичными маломощными прослоями крупнозернистых алевролитов более 5**

Более высокие уровни разреза инзерской свиты обнажены в серии небольших обнажений на гребне хребтика с телевизионной вышкой и наблюдаются вдоль железнодорожного полотна восточнее вокзала станции Инзер примерно на протяжении 700-800 м. Здесь можно видеть смятые в мелкие сложные складки пакеты и пачки чередующихся серых и зеленовато-серых алевролитов и пестроцветных глинистых сланцев. В виде редких прослоев (1-5 см) присутствуют также известняки.

На южной окраине пос.Инзер в разрезе по левому берегу р.Большой Инзер хорошо видно как терригенные пачки инзерской свиты согласно, с постепенным преходом, перекрываются глинистыми пестроцветными доломитами и доломитами со строматолитами *Conophyton miloradovichii* var. *Krylovi Raab*. [Стратотип рифея..., 1983], начинающими здесь разрез миньярской свиты.

Инзерская свита является одним из наиболее сложнопостроенных литостратиграфических подразделений верхнего рифея Башкирского мегантиклинория [Маслов, Крупенин, 1991]. Так, например, в верховьях р.Сим, в разрезе по руч.Казмаш у пос.Сплавной выше струйчатых известняков катавской свиты залегают: 1) сероцветные известняки подинзерских слоев (до 30 м); 2) зеленовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники с маломощными пачками

переслаивания алевролитов и сланцев (80-100 м); 3) толща неравномерного чередования алевролитов, песчаников и зелено- и пестроцветных глинистых сланцев (до 300-400 м).

В районе г.Миньяра выше известняков катавской свиты обнажены: 1) известняки тонко- и грубоплитчатые, в верхней части с многочисленными прослоями карбонатных синседиментационных пластинчатых брекчий (подинзерские слои, мощность толщи до 200 м); 2) мелкозернистые зелено- и пестроцветные тонко-, горизонтальнослоистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов (инзерская свита *s.stricto*, до 100 м); 3) светло-серые тонкополосчатые известняки со строматолитами (припрудная толща [Крылов, 1983]); 4) пачка мелкозернистых буровато- и зеленовато-серых песчаников с прослоями алевролитов и линзами строматолитовых известняков (до 100-120 м).

В бассейне р.Зилим многочисленные разрезы подинзерских слоев и инзерской свиты (*s.stricto*) известны у д.Толпарово, по ручьям Бала-Елга, Аксатыр, Карамола, в приустьевой части руч.Манайли и излучинах р.Зилим. Строение рассматриваемого уровня во многом аналогично тому, что характерно для северо-запада Башкирского мегантиклинория.

В бассейне верхнего течения р.Большой Нугуш известняки подинзерских слоев почти полностью исчезают из разреза.

На северо-востоке Башкирского мегантиклинория один из наиболее полных разрезов инзерской свиты наблюдается по р.Катав ниже г.Катав-Ивановска. В нижней его части присутствует примерно 300-метровая толща темно-серых алевролитистых глинистых сланцев, сменяющаяся выше 300-320-метровой последовательностью неравномерного чередования алевролитов, сланцев и песчаников.

На восточном крыле мегантиклинория карбонатные и глинистые породы в составе инзерской свиты отсутствуют [Маслов, 1988; Маслов, Крупенин, 1991; и др.]. Основная роль в составе инзерской свиты принадлежит мелкозернистым песчаникам и алевролитам с линзовидно-косой слоистостью; в ряде случаев обособляются также пачки мелкозернистых тонкоплитчатых алевролитов. Мощность отложений инзерской свиты достигает здесь почти 1000 м.

Принципиальное строение ряда разрезов инзерского уровня каратавия в центральной и северной частях Башкирского мегантиклинория показано на рис. 18.

Миньярская свита представлена преимущественно доломитами и доломитизированными известняками как хемогенными, так и фитогенными (строматолитовыми и, в меньшей мере, микрофитолитовыми); подчиненную роль в разрезах свиты играют известняки. Начиная с 60-х годов, после работ Ю.Р.Беккера [1958, 1961], миньярская свита традиционно расчленялась на две подсвиты - нижнюю, миньскую, и верхнюю - бьянскую.

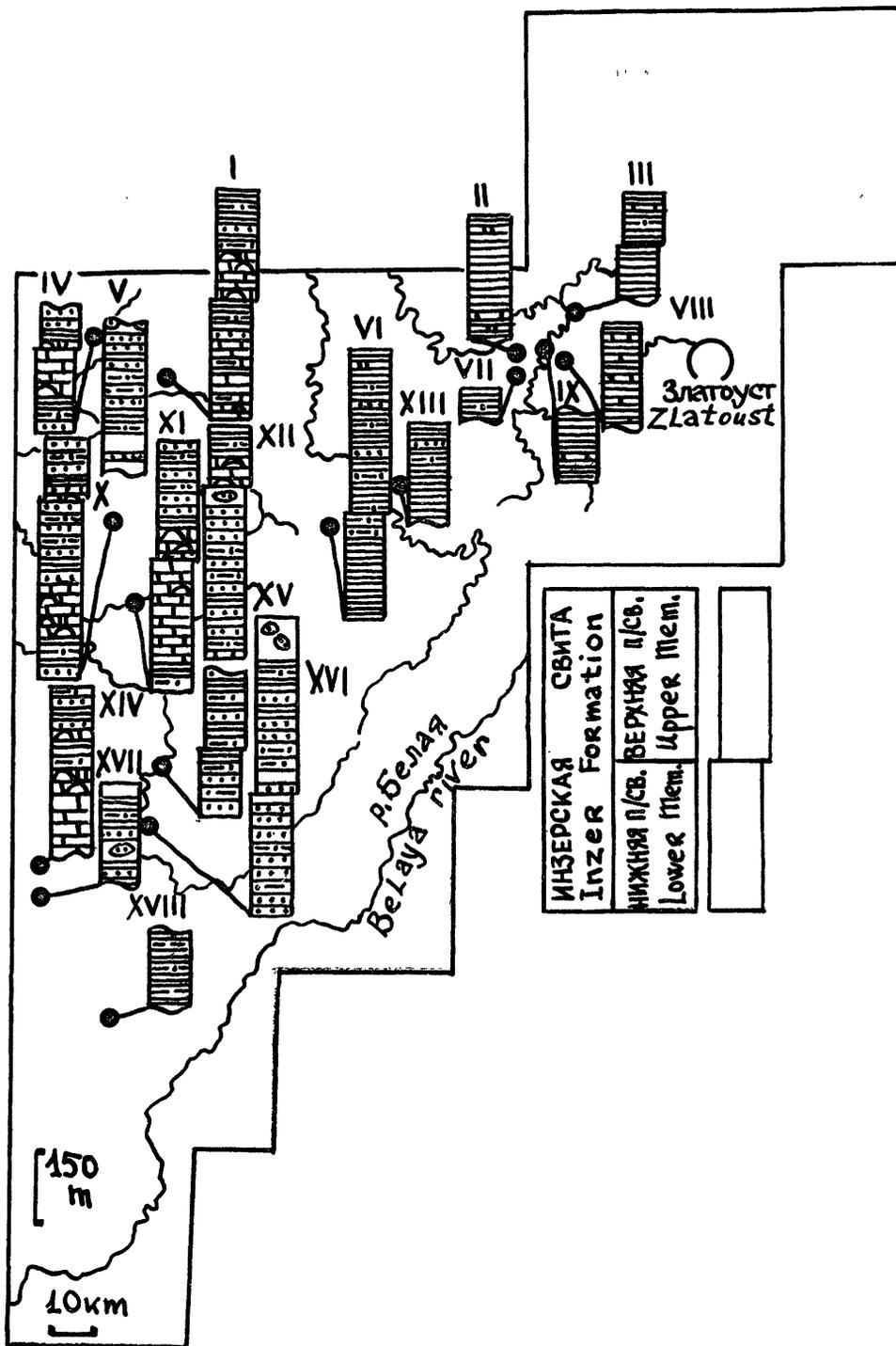


Рис. 18. Схема расчленения, расположения и строения разрезов инзерской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 8.

Разрезы: I- г.Миньяр; II- Александровская синклиналь; III- с.Пороги; IV- д.Ямашта; V- пос.Сплавной; VI- г.Катав-Ивановск; VII- гора Чулковская; VIII- р.Сатка; IX- руч.Масек-Елга; X- руч.Икень; XI- р.Лемеза; XII- р.Куряк; XIII- Юрюзанский пруд; XIV- руч.Карамола; XV- р.Мал.Инзер; XVI- руч.Ямашта 1-я; XVII- гора Сибеньток; XVIII- д.Новосаитово.

Минская подсвета представлена тонко- и мелкокристаллическими серыми и светло-серыми строматолитами и, в подчиненном количестве, известняками. Здесь описаны *Gymnosolen ramsayi Steinm.*, *Katavia karatavica Kryl.*, *Parmites meridionalis Raab.* и ряд других форм [Комар, 1978; Раабен, 1975, 1981; Стратотип рифея..., 1983; и др.]. Мощность подсветы варьирует от 100 до 300 м.

Бьяннская подсвета объединяет также преимущественно хемогенные и фитогенные доломиты; в основании ее в ряде разрезов присутствуют маломощные (5-10 м) пачки терригенных пород. В средней и верхней части подсветы наблюдаются многочисленные прослои, желваки и стяжения кремней. Общая мощность бьяннской подсветы составляет 400-500 м.

Изучение в середине 70-х - начале 80-х гг. характера распределения строматолитов в разрезах данного уровня каратавия позволило предложить ряд более дробных схем расчленения миньярской свиты [Крылов, 1983; Раабен, 1981, 1985; Раабен, Комар, 1983; и др.].

Наиболее полный разрез миньярской свиты в пределах Инзерского синклинория известен по р.Бол.Инзер выше бывшего хут.Серайкин (см. ниже), тогда как в окрестностях пос.Инзер, в центральной части данной структуры, выше интенсивно дислоцированных терригенных толщ инзерской свиты наблюдаются только 40-60-метровые пологозалегающие фрагменты разреза нижней части миньярской свиты. В основании разреза свиты, по данным Э.З.Гареева, наблюдаются: 1) пестро- и темноцветные известняки, обогащенные терригенной примесью с мелкой косой, косоволнистой и флазерной слоистостью и трещинами усыхания (до 50 м); 2) доломиты со строматолитами *Con. miloradovichi* (~ 10 м); 3) известняки и доломиты с многочисленными прожилками вторичного карбоната (60-65 м); 4) хемогенные доломиты с пластами и пачками строматолитовых разностей (до 300 м); 5) разноплитчатые доломиты с прослоями и желваками кремней и редкими постройками строматолитов (около 450 м). Выше обнажены терригенные образования нижней части уксской свиты. Общая мощность миньярской свиты в данном разрезе оценивается Э.З.Гареевым в 850 м. Для более полного представления приведем ниже послойный разрез миньярской свиты:

Мощность, м

1. Известняки пелитоморфные черного цвета полосчатые, пронизанные многочисленными прожилками молочно-белого вторичного кальцита. Вверх по разрезу среди известняков появляются невыдержанные прослои и линзы известковистых песчаников. Верхние поверхности большинства песчаных пластов обнаруживают присутствие знаков ряби; внутри пластов наблюдаются отчетливые косослоистые серии. В подошве песчаных прослоев фиксируются слепки с трещин усыхания 35
2. Известняки черные пелитоморфные 10
3. Известняки светло-серые с брекчиевидной текстурой 3
4. Известняки строматолитовые черные массивные глинистые 9-10
5. Известняки черные массивные с многочисленными разноориентированными

<i>прожилками вторичного кальцита (“червячковые”)</i>	35
<i>6. Доломиты серые и светло-серые “червячковые”</i>	8
<i>7. Доломиты пелитоморфные темно-серые “червячковые” массивные, разноплитчатые с прослоями грубо- и среднеплитчатых светло-серых доломитов</i>	20
<i>8. Доломиты строматолитовые мелкокристаллические с тонкими прослоями пелитоморфных плитчатых разностей</i>	55
<i>9. Закрyто</i>	50
<i>10. Доломиты строматолитовые мелкокристаллические серые с прослоями доломитов темно-серого цвета, на поверхностях которых присутствуют трещины усыхания</i>	около 35
<i>11. Доломиты серые до темно-серых мелко- и среднекристаллические, средне- и толстоплитчатые тонко-, горизонтальнополосчатые</i>	8
<i>12. Доломиты строматолитовые светло-серые</i>	35
<i>13. Доломиты тонкополосчатые среднеплитчатые серые</i>	10
<i>14. Доломиты среднеплитчатые с линзами черных кремней</i>	13
<i>15. Доломиты серые среднекристаллические строматолитовые</i>	5
<i>16. Доломиты тонкополосчатые средне- и крупнокристаллические с линзами черных кремней, средне- и крупноплитчатые с прожилками вторичного карбоната</i>	15
<i>17. Доломиты строматолитовые серые массивные среднекристаллические</i> ..	5
<i>18. Доломиты серые и темно-серые полосчатые, средне- и крупноплитчатые</i>	25
<i>19. Закрyто</i>	15
<i>20. Доломиты серые мелкокристаллические с линзами кремней, преимущественно тонкоплитчатые</i>	25-30
<i>21. Переслаивание доломитов серых тонкоплосчатых тонко- или среднеплитчатых (прослоями брекчированных) и углеродисто-глинистых сланцев (мощность прослоев до 10 см)</i>	4
<i>22. Доломиты серые тонкоплосчатые тонко- и среднеплитчатые массивные</i>	5
<i>23. Доломиты строматолитовые серые и темно-серые массивные</i>	3
<i>24. Доломиты серые и темно-серые полосчатые</i>	10
<i>25. Доломиты строматолитовые серые массивные</i>	6
<i>26. Доломиты серые полосчатые мелко- и среднекристаллические, с прослоями и линзами кремней темно-серого цвета</i>	35
<i>27. Доломиты серые и темно-серые среднеплитчатые массивные мелкокристаллические; иногда с прослоями, содержащими трещины усыхания</i>	54
<i>28. Доломиты тонкополосчатые серые разноплитчатые с прослоями темно-серых углеродисто-глинистых сланцев</i>	8
<i>29. Доломиты строматолитовые серые массивные</i>	10
<i>30. Доломиты полосчатые тонкоплитчатые серые с линзами кремней и единичными пропластками черных углеродисто-глинистых сланцев</i>	12
<i>31. Доломиты серые тонкоплосчатые средне- и толстоплитчатые с линзами кремней; в верхней части слоя в доломитах присутствуют гнезда голубовато-серого флюорита</i>	около 120
<i>32. Доломиты серые полосчатые с прослоями плоскообломочных карбонатных брекчий, линзами и прослоями кремней</i>	95
<i>33. Доломиты с преимущественно прожилково-пятнистой текстурой</i>	20
<i>34. Известняки темно-серые до черных с прожилками вторичного кальцита, пелитоморфные или тонкокристаллические</i>	12

Далее на правом берегу р.Бол.Инзер наблюдается разлом с небольшим смещением и обнажены милонитизированные карбонатно-глинистые породы, а выше присутствуют крупнокристаллические известняки коричневатого-серого цвета. Стратиграфически выше залегают терригенные породы укской свиты.

В районе пос.Инзер можно видеть только самые нижние (~ 40-60 м) уровни отложений миньярской свиты.

Основываясь на данных изучения этого разреза И.Н.Крылов [1983] выделил в составе миньярской свиты пять толщ - кызылярскую, белягушскую, сарайкинскую, римаштинскую и камаелгинскую. Кызылярская толща, по его данным, слагается светлыми, часто пестроцветными тонкоплитчатыми известняками с линзами и прослоями плоскообломочных карбонатных брекчий и небольшими постройками желваковых строматолитов. Мощность толщи варьирует от 5-10 до 25-30 м. Белягушская толща представлена известняками и/или доломитами со строматолитами *Conophyton miloradovichi*. Мощность ее не превышает 7-15 м. Сарайкинская толща объединяет слоистые доломиты и/или известняки, залегающие между пачкой с конофитонами и вышележащими уровнями широкого развития строматолитов *Minjaria uralica*. В составе этой толщи присутствуют тонко-, горизонтально- и косослоистые известняки и доломиты, “узорчатые” их разности, прослойки плоскообломочных карбонатных брекчий. Римаштинская толща представлена преимущественно грубоплитчатыми доломитами, часто с “узорчатым” рисунком, и многочисленными постройками миньярий. Мощность этой толщи в районах к югу от пос.Инзер достигает 300-350 м; максимальная мощность, около 600 м, характерна для северной части Башкирского мегантиклинория (район ст.Вязовая). Завершающая разрез миньярской свиты, камаелгинская толща, наряду с присутствием построек миньярий, характеризуется повсеместным развитием в доломитах прослоев, желваков и стяжений кремней.

Несколько по-иному расчленяет миньярскую свиту в своих работах М.Е.Раабен [1983; Раабен, Комар, 1983; и др.], выделяя в интервале от подошвы слоев с *Con. miloradovichi* до подошвы слоев с *Patomella kelleri* четыре толщи - аджигардакскую, кужайскую, балаевскую и шубинскую. Аджигардакская толща М.Е.Раабен включает кызылярскую и белягушскую толщи И.Н.Крылова. Сарайкинская и римаштинская толщи рассматриваются М.Е.Раабен как литофации кужайской, а камаелгинской толще соответствуют балаевская и шубинская.

Особенности строения разрезов миньярской свиты в разных районах мегантиклинория рассмотрены в работах Ю.Р.Беккера [1961], В.И.Козлова [1982], Вл.А.Комара [1978], И.Н.Крылова [1983 и др.], М.Е. Раабен [1975, 1981, Раабен, Комар, 1983; и др.] и ряда других исследователей. Послойные описания разрезов, известных на всей территории мегантиклинория, приведены в работах [Стратотип рифея..., 1983; Маслов, Крупенин, 1991; и др.]. Строение их в обобщенном виде показано на рис. 19.

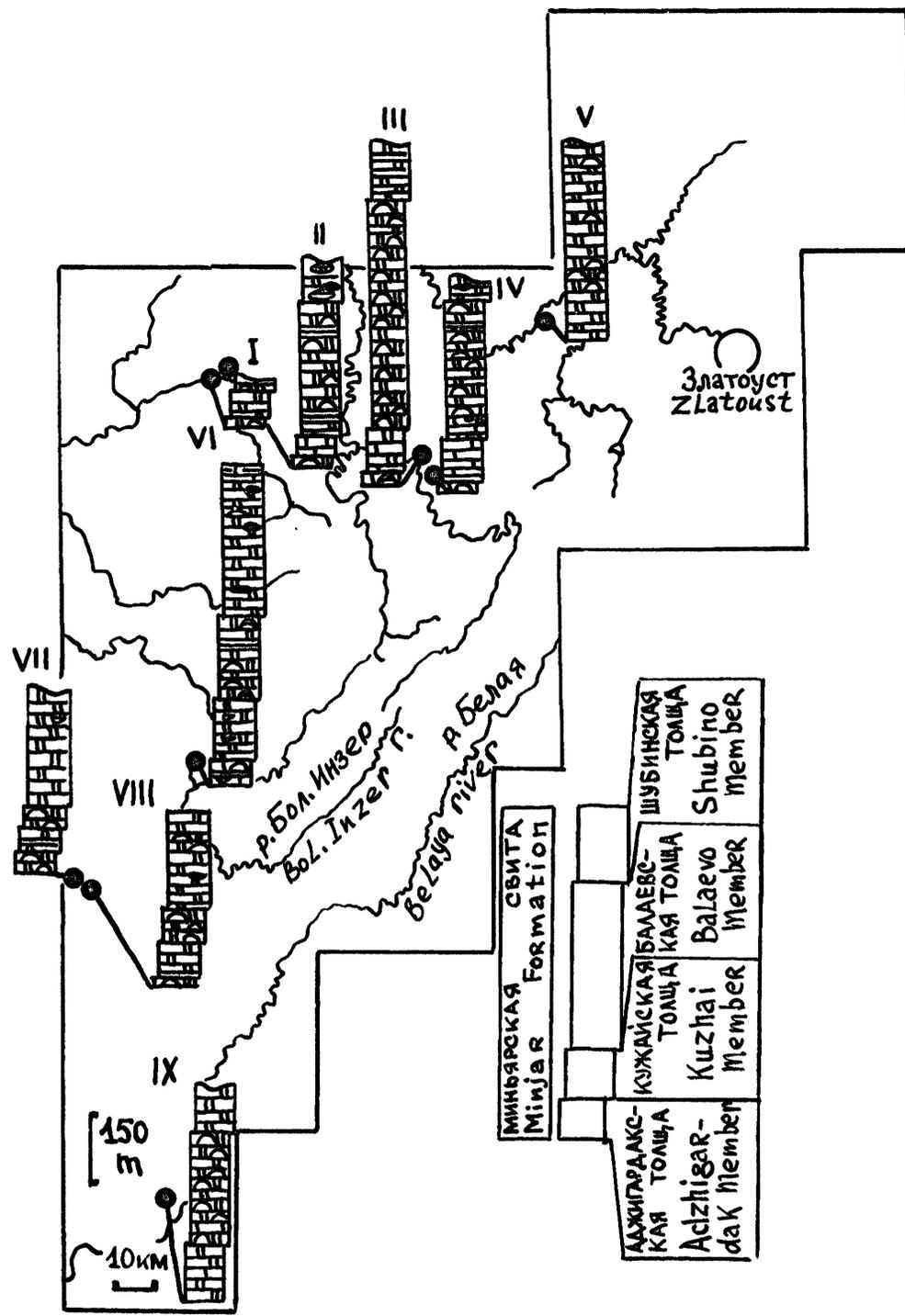


Рис. 19. Схема расчленения, расположения и строения разрезов миньярской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория.

Условные обозначения см. на рис. 8.

Разрезы: I- Миньярский пруд; II- ст.Бьянка; III- ст.Вязовая; IV- Юрюзанский пруд; V- д.Айлино; VI- хут.Серайкин; VII- р.Зилим выше устья руч.Бала-Елга; VIII- руч.Манайли; IX- руч.Бугунды.

В кремнях из доломитов и плоскогалечниковых конгломерато-брекчий миньярской свиты определены - *Eomycetopsis robusta* Sch., *Gloeodiniopsis lamellosa* Sch., *Eoaphanocapsa oparinii* Nyb. et Schopf, *Oscillatorioopsis media* Mend. et Sch., *Siphonohycus kestron* Sch., *Palaeolyngbya* sp., *Ramivaginalis uralensis* Nyberg et Sch., *Eoentophysalis cumulus* Knoll et Golubic, *Eosynechococcus amadeus* Knoll et Gol. [Nyberg, Schopf, 1984; Сергеев, 1992]. В разрезе по правому берегу Юрюзанского пруда в в прослоях глинистых сланцев среди доломитов верхней части миньярской свиты присутствуют меланоцириллиумы *Melanocyrrillium fimbriatum* Bloeser, *M. horodyskii* Bloeser, *M.sp.* [Маслов и др., 1994]. Изотопный возраст глауконитов из терригенных пачек, известных в составе миньярской свиты, варьирует от 791 до 683 млн. лет [Стратотип рифея..., 1983].

Разрез каратауской серии на западном крыле и в центральной зоне Башкирского мегантиклинория завершает *укская свита*. Она слагается в нижней части песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (мощность до 100-120 м), а в верхней - известняками, глинистыми известняками и фитогенными их разностями (строматолитовыми и микрофитолитовыми). На подстилающих отложениях миньярской свиты укская свита залегает с небольшим размывом [Беккер, 1961]. Для данного уровня каратавия типичны строматолиты *Heterostylia zilimica* Raab. et Phyl., *Patomella kelleri* Raab., *Linella ukka* Kryl., *L. simica* Kryl., *Tungussia bassa* Kryl. и микрофитолиты IV комплекса: *Osagia udereica* Jaksh., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Nubecularites abustus* Z.Zhur., *Volvatella* sp. и др., и богатый комплекс микрофоссилий с *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *Margominuscula rugosa* Naum., *Eomycetopsis psilata* M. et S., *E. rimata* Jank., *Tortunema sibirica* Herm., *Pellicularia tenera* Jank., *Oscillatorioopsis zilimica* (Jank.) и др. (укская биота) [Стратиграфические..., 1993]. Изотопный возраст глауконитов из песчаников нижней подсвиты укской свиты варьирует в пределах 658-613 млн. лет [Стратотип рифея..., 1983]. По данным В.М.Горожанина [1995] наименее измененные вторичными процессами глаукониты имеют изохронный Rb-Sr возраст 687+/-29 млн. лет ($\text{Ir}=0,7080\pm 0,0369$).

На восточном крыле Башкирского мегантиклинория, в Криволукской синклинали (к югу от пос.Верх.Авзян), выше укской свиты вскрыт комплекс терригенных пород, относимых к криволукской свите.

Криволукская свита объединяет алевролиты (преобладают) и песчаники зеленовато-серого, светло-серого или серого с голубоватым оттенком цвета. Мощность свиты составляет 100-300 м. В средней ее части, по данным В.И.Козлова [1982] присутствует своеобразная пачка светло-серых кварцитовидных песчаников (т.н. "Апшакские песчаники").

Венд в Башкирском мегантиклинории представлен отложениями ашинской серии. Строение ее на западном и восточном крыльях мегантиклинория несколько различно [Вендская система..., 1985](рис. 20).

На западном крыле Башкирского мегантиклинория ашинская серия объединяет отложения бакеевской, урюжской, басинской, куккараукской и зиганской свит. На подстилающих отложениях укской свиты бакеевская свита залегает с размывом [Беккер, 1968, 1975].

Бакеевская свита представлена желтовато-серыми, зеленовато-серыми и табачного цвета полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее разрезах играют мелкогалечниковые конгломераты и прослои гематитовых руд. Мощность свиты в стратотипическом разрезе по р.Зилим выше д.Бакеево не превышает 140 м [Стратотип рифея..., 1983]. Ю.Р.Беккером [1992] описаны из этого разреза отпечатки медузоидов слабой рельефности *Beltanella zilimica Beck.*, *Nemiana bakeevi sp. nov.* и следы жизнедеятельности, указывающие на вендский возраст данного стратиграфического подразделения. По мнению Ю.Р.Беккера [1992], отложения бакеевской свиты могут быть скоррелированы с лапландским (древлянским) горизонтом, а ашинская серия в целом сопоставима с докембрийской частью серии Wilpena из Южной Австралии.

Изотопный возраст глауконитов из бакеевской свиты (Rb-Sr изохронный метод) составляет 618+/-13 млн. лет ($I_r=0,70622\pm 0,00461$) [Горожанин, 1995].

Юго-западнее Инзерского синклинория, в бассейне р.Зилим (район д.Толпарово), аналогами бакеевской свиты являются отложения толпаровской и суировской свит [Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984]. Отложения толпаровской и суировской свит в бассейне р.Зилим и ее правых притоков выполняют эрозионную впадину в отложениях верхнего рифея [Стратотип рифея..., 1983; Келлер и др., 1984; Горожанин, 1995; и др]. Размыв затрагивал, по всей видимости, не только верхнюю часть каратуской серии, но и верхи катавской свиты (среди отложений нижней части толпаровской свиты присутствуют неокатанные фрагменты известняков катавской свиты) [Беккер, 1968; Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988].

Толпаровская свита слагается грубоплитчатыми желтовато-серыми и серыми песчаниками с прослоями гравелитов и, редко, конгломератов. Мощность ее составляет до 650 м [Стратотип рифея..., 1983].

Суировская свита объединяет алевролиты и алевролитистые аргиллиты с редкими прослоями песчаников. Данный уровень разреза характеризуется присутствием также тиллитовидных песчаников и конгломератов. Мощность отложений свиты составляет до 300 м [Стратотип рифея..., 1983]. Из тонкозернистых терригенных пород суировской свиты Т.В.Янкаускасом определены акритархи *Kildinella sinica Tim.*, *Protosphaeridium sp.*, *Nucellosphaeridium sp.*, *Synsphaeridium sp.*

ЮЖНЫЙ УРАЛ South Urals		СРЕДНИЙ УРАЛ Middle Urals		ПОЛЮДОВ КРЯЖ Poludov Kryazh
ЗАПАДНАЯ ЗОНА Western Zone		ВОСТОЧНАЯ ЗОНА Eastern Zone		ЗАПАДНАЯ ЗОНА Western Zone
АШИМСКАЯ СЕРИЯ ASHA GROUP	ЗИГАНСКАЯ СВ. Zigan Form.			
	КУК-КАРАУКСКАЯ Кук-Karauk M			
	БАСИНСКАЯ СВИТА Basa Form.	БАСИНСКАЯ СВИТА Basa Fm.		КОЧЕШОРСКАЯ СВ. Kocheshor Form.
	УРЮКСКАЯ СВИТА УРЮК Fm.	УРЮКСКАЯ СВИТА УРЮК Fm.	ПЕРЕВАЛОКСКАЯ СВ. Perevalok Fm.	ИЛЬЯВОЖСКАЯ СВ.
	БАКБЕВСКАЯ СВ. Bakeevo Fm.	КУРГАШЛИНСКАЯ СВ. Kurgashlya Fm. ■	СТАРОПЕЧНИНСКАЯ Staropetchninskaya ■	ЦУРОЧИНСКАЯ СВИТА Surochinskaya Fm. ■
СЕРЕБРЯНКА СЕРИЯ SREBRANKA GROUP			УСТЬ-СЫЛВИЦКАЯ СВ. Ust-sylvitsa M	
			ЧЕРНОКАМЕНСКАЯ СВ. Chernokamenskaya Fm. M	
			КЕРНОСКАЯ СВИТА Kernos Form.	
			ВУТОНСКАЯ СВИТА Viton Form.	
		КОЙВИНСКАЯ СВ. Koi'va Form. ■		
		ТАРЕВСКАЯ СВИТА Tarevka Form. ■		
		ТАНИНСКАЯ СВИТА Tavin Form. ■		
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ Upper Riphean				

М - находки Metazoa

■ - тиллиты и тиллитоподобные конгломераты
Tillites and tillite-like conglomerates

Рис. 20. Стратиграфическое положение тиллитовидных отложений в разрезах верхнего докембрия западного склона Урала и Полудовом кряже, по данным Ю.Р.Беккера [1986] с некоторыми упрощениями.

[Стратотип рифея..., 1983]. Модельный изотопный возраст (Rb-Sr метод) тонкой фракции (<0,1 мкм), выделенной из глинистых сланцев залегающих стратиграфически выше тиллитовидных конгломератов суировской свиты, составляет, по данным В.М.Горожанина [1995], 638+/-70 млн. лет.

Урюкская свита представлена аркозовыми, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов; последние в ряде разрезов (Алатауский антиклинорий и др.) характерны в основном для верхней части свиты. Мощность отложений урюкской свиты достигает 250-350 м.

Басинская свита (700-900 м) слагается разнообразными по строению пакетами и пачками переслаивания серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В наиболее полных и хорошо обнаженных разрезах она может быть расчленена по соотношению тех или иных типов пород, главным образом песчаников, на ряд толщ [Беккер, 1968].

В отложениях басинской свиты из разрезов по р.р. Мал. и Бол. Раузяк, запад-северо-западнее Инзерского синклинория, Ю.Р.Беккером и Н.Кишка [Беккер, Кишка, 1989; Беккер, 1992] описаны *Pseudorhizostomites howchini Sprigg*, *Protodipleurosoma paulus Beck.*, *Paliella patelliformis Fed.*, *Medusinites sp.* и следы жизнедеятельности. По биостратиграфическим данным отложения басинской свиты сопоставлены Ю.Р.Беккером с редкинским горизонтом Русской платформы [Беккер, 1992].

Изотопный возраст глауконитов из басинской свиты (К-Аг метод) составляет порядка 557 млн. лет [Стратотип рифея..., 1983].

Куккараукская свита слагается песчаниками и конгломератами (мелко- и среднегалечниковые разности, а также валунно-галечниковые). Мощность свиты меняется от 50-70 до 250-350 м (руч.Кук-Караук).

Зиганская свита объединяет зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты; в резко подчиненном количестве присутствуют прослои конгломератов и известняков. Мощность свиты варьирует от 350 до 450 м. По особенностям состава в разрезах свиты может быть выделен ряд толщ [Наливкин, 1962; Беккер, 1968; и др.].

На юге Башкирского мегантиклинория, в широтном течении р.Белой на хр.Мал.Ямантау, в отложениях, сопоставляемых с зиганской свитой Ю.Р.Беккером и Н.В.Кишка [1991] в пачках тонкого переслаивания бордовых алевролитов и алевропелитов описаны ископаемые следы жизнедеятельности *Chomatichnus lovcensis*, *Curvolithus ? davidis*, *Furculosus carpathicus*, *Palaeophycus aff. heberti*, *Planolites annularis*, *P. beverlegensis*, *P. cf. montanus*, *Sokolovichnites aff. angelicae*. По заключению Ю.Р.Беккера и Н.В.Кишка, описанный ихноценоз имеет вендский возраст.

Зиганская свита с размывом перекрыта отложениями палеозоя.

На востоке Башкирского мегантиклинория к венду отнесены отложения кальत्याгауской (кургашлинской и байназаровской; см. [Стратотип рифея..., 1983]), урюкской и басинской свит (Криволукская синклиналь) и аршинской свиты (район пос.Тирлян). Отложения кукжараукской и зиганской свит на данной территории размыты.

Кальत्याгауская свита (мощность 200-300 м) объединяет граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; в некоторых разрезах присутствуют гравелиты и тиллитоподобные конгломераты. На подстилающих образованиях криволукской свиты отложения кальत्याгауской свиты залегают с размывом [Козлов, 1982]. По данным Ю.Р.Беккера [1975], кальत्याгауская свита коррелируется с бакеевской.

Урюкская свита (байназаровская по [Гарань, 1969; Клочихин и др., 1969; Чумаков, 1978; и др.] слагается полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов.

Басинская свита объединяет серые и зеленовато-серые песчаники и алевролиты; очень редко присутствуют прослои мелкогалечниковых конгломератов. Мощность отложений басинской свиты составляет 200-300 м.

К северу от г.Белорецка, в Тирлянской синклинали (рис. 21,22), венду отвечает *аршинская свита*. Тирлянская синклиналь расположена в зоне сочленения северного окончания антиклинория Уралтау и Башкирского мегантиклинория и представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении складку палеозойского возраста длиной до 20 км, шириной 8-9 км. Западное крыло синклинали пологое, восточное - более крутое. Центральная часть синклинали сложена фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика, силура и девона, которые трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывают породы венда. Периферическая часть синклинали выполнена отложениями аршинской свиты венда, которая на северо-западе и юго-западе несогласно перекрывает верхнерифейские комплексы Башкирского мегантиклинория (от верхов зильмердакской до миньярской свит), а в других районах, где наблюдаются нормальные геологические контакты, несогласно залегают на различных толщах антиклинория Уралтау (см. рис. 21).

Полностью разрез свиты не наблюдается ни в одном месте данной территории, фрагменты отдельных его частей можно видеть на периферии Тирлянской синклинали по склонам крупных гор (Игонин камень, Крутая, Бол. Баштур), бортам ручьев (Махмутовский, Городской, Вишневый) и рек (Арша, Тирлян). Наиболее полный разрез аршинской свиты, считающийся ее стратотипом [Козлов, 1982], можно видеть по р.Арше северо-западнее пос.Тирлян.

В нижней части свиты здесь преобладают кварцевые и полевошпато-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с тиллитоподобными конгломератами. В обломках карбонатных пород из конгломератов обнаружена микропроблема-

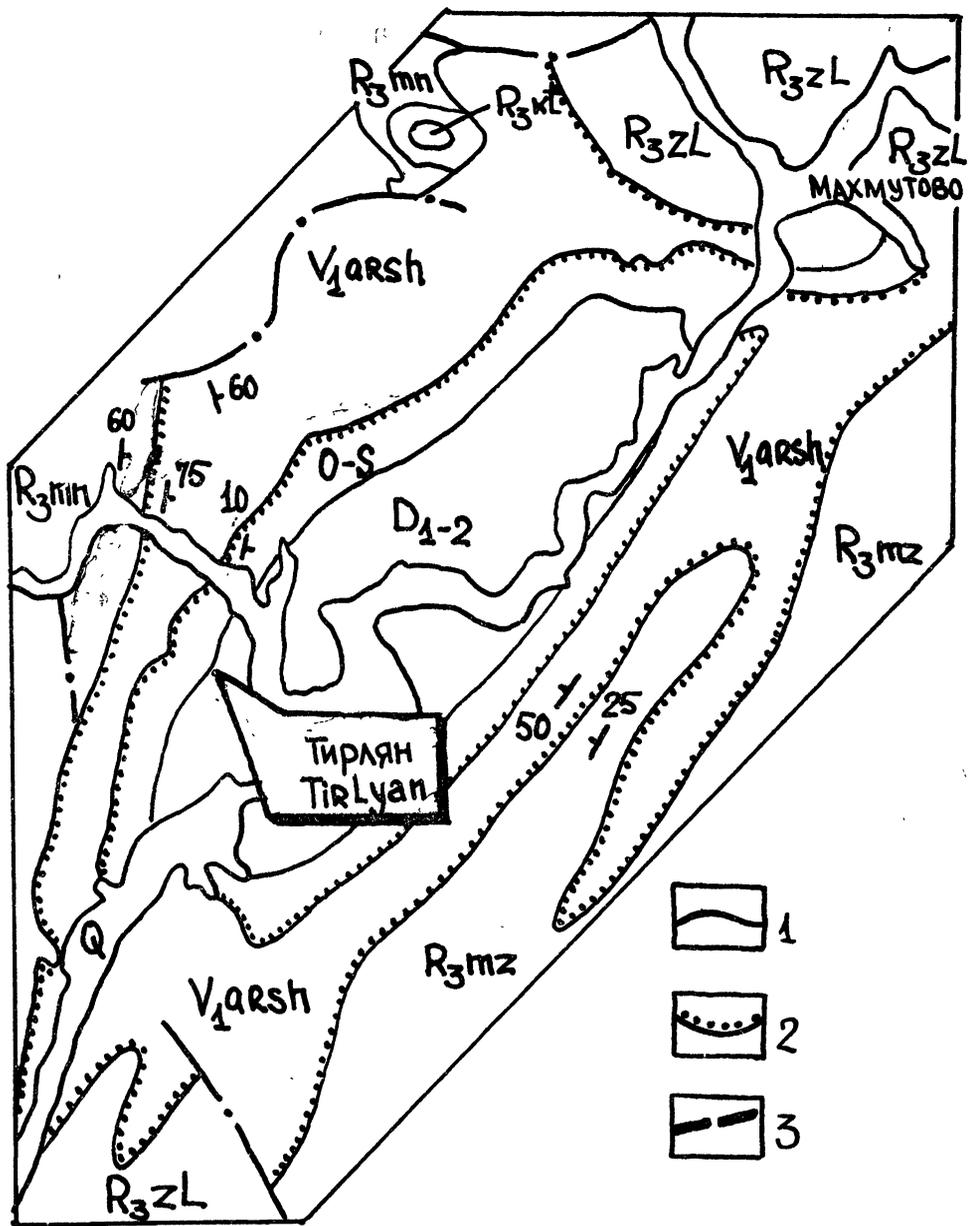


Рис. 21. Схематическая геологическая карта Тирлянской мульды, по данным А.И.Иванова [1959], с дополнениями авторов.

1- геологические границы; 2- стратиграфические и угловые несогласия; 3- тектонические контакты. Индексами на карте показаны свиты: R3mz- мазаринская; V1arsh- аршинская.

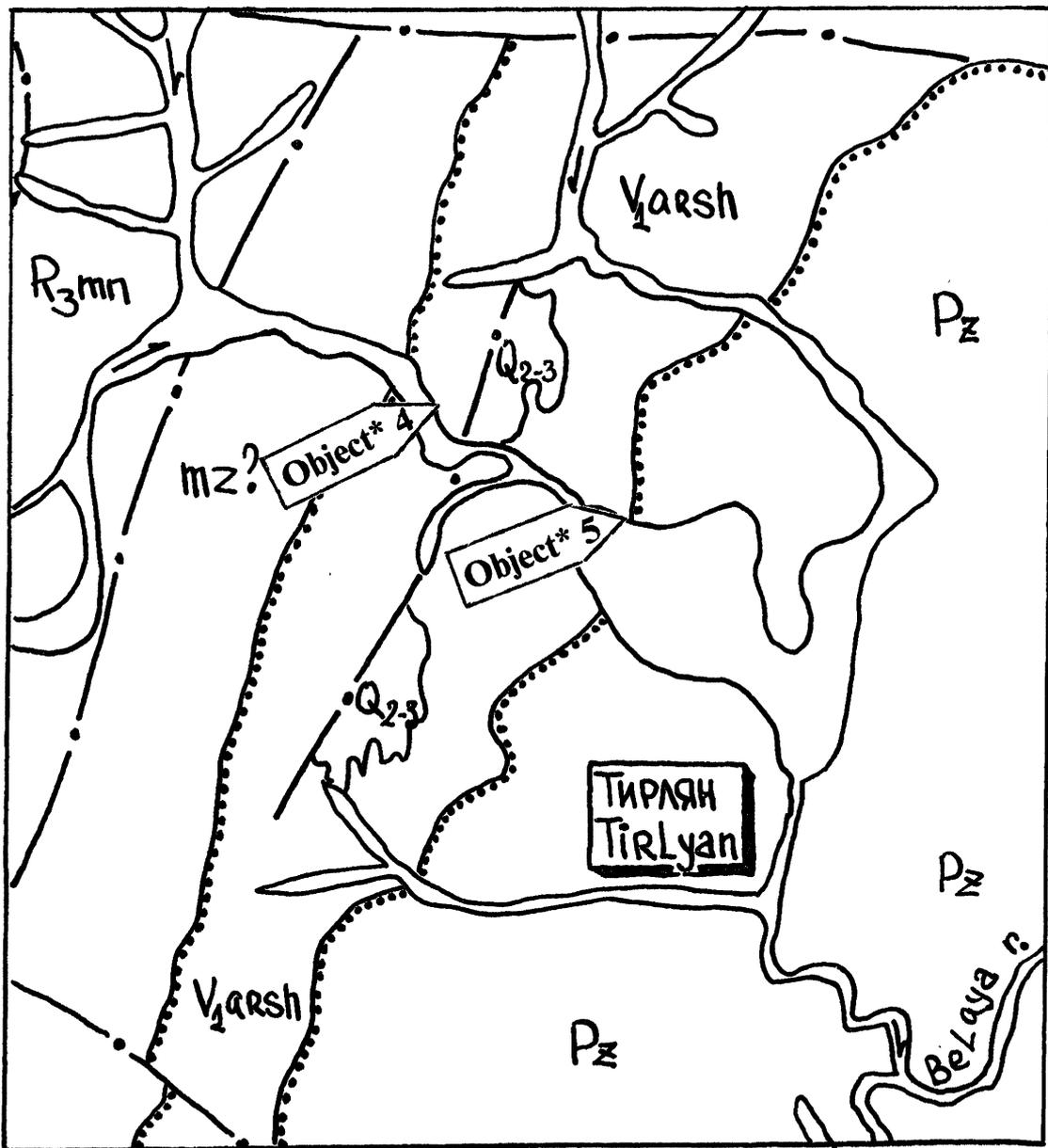


Рис. 22. Геологическая схема центральной части Тирлянской мульды и положение демонстрируемых объектов.

тика, подтверждающая их принадлежность к верхнерифейским образованиям, а также строматолиты IV комплекса [Козлов, 1982]. Вулканогенные образования (мощность от 100-125 до 700-750 м), характерные для средней части аршинской свиты, представлены потоками метабазальтов, кластолавами, лавобрекчиями, туфами, туффитами и туфопесчаниками [Парначев, Козлов, 1979]. Изотопный возраст метавулканитов (Rb-Sr изохронный метод) составляет 677+/-31 млн. лет [Горожанин, 1995]. Для средней части свиты характерно широкое развитие мета-базальтов. В нижней и средней частях свиты наблюдаются тиллитоподобные конгломераты. Обломочный материал в них представлен кристаллическими сланцами, кварцитами, кварцито-песчаниками и карбонатными породами, гранитами, жильным кварцем. Верхняя часть аршинской свиты сложена преимущественно кварцитовидными песчаниками, алевролитами и пестрыми сланцами.

Мощность свиты оценивается в 1000-1800 м в зависимости от мощности вулканогенных пород. Аршинская свита перекрывается с угловым, стратиграфическим и метаморфическим несогласием фаунистически охарактеризованной тирлянской свитой среднего ордовика (средний карадок) [Краузе, Маслов, 1961; Стратиграфия..., 1973].

Один из относительно полных разрезов нижней части свиты известен по правому берегу ручья Городского (Махмутовского) в 4 км выше дер. Махмутово, где, по данным В.И.Козлова [1982], наблюдаются (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломераты тиллитоподобные, в основании мелкообломочные. Галька светлых и темно-серых доломитов, черных крупнокристаллических известняков, светло-серых и серых кварцевых сланцев, жильного кварца, филлитов. Размер галек от 1-2 мм до 5-10 см до 12
2. Переслаивание крупнозернистых полевошпато-кварцевых ожелезненных и кварцитовидных песчаников, толстослоистых, рассланцованных..... 4
3. Песчаники полевошпато-кварцевые, известковистые, светло-серые, с редкой галькой кварца, карбонатов, филлитов. Размер галек от 1-2 до 5-10 см 34

От высоты с отметкой 698,9 м на запад стратиграфически выше обнажены (снизу вверх):

4. Неравномерное переслаивание серицит-хлорит-кварцевых и серицит-кварцевых сланцев..... 108
5. Сланцы кварц-карбонатные, светло- и желтовато-серые, слюдястые..... 30
6. Сланцы кварц-серицитовые, желтовато- и розовато-серые..... 9
7. Сланцы графито-кварцевые, серые, с серицитом, тонкослоистые 18
8. Сланцы кварцитовидные, аналогичные сланцам слоя 6..... 75
9. Кварциты светло-серые, массивные, с мусковитом и каолинизированным полевым шпатом..... 15

По западному крылу Тирлянской синклинали вдоль левого берега р. Арши, ниже моста обнажены отложения средней, вулканогенно-осадочной, и верхней, терригенной, частей аршинской свиты.

<Object* 4>

Здесь, по данным В.И.Козлова [1982], снизу вверх обнажены:

Мощность, м

1. Кварциты светло-серые, массивные, 15
2. Порфириты, туфобрекчии, туфы миндалекаменных порфиритов зеленовато-серые, рассланцованные..... 250
3. Кварциты светло-серые, тонкоплитчатые..... 25
4. Неравномерное переслаивание серицит-хлорит-кварцевых и серицит-кварцевых плитчатых сланцев с редкой галькой кварцитов (размером 10-20 см)..... 180
5. Сланцы, по составу близкие к описанным в слое 4, участками более массивные, с прослоями карбонатно-кварцевых пород и песчаников. Сланцы содержат гравийные зерна и редкую гальку кварцитовидных песчаников и ожелезненных пород..... 150

По простиранию на север к Мосеевым горам и на юг к широтному течению р. Тирлян эти образования переходят в тиллитоподобные конгломераты. Последние содержат мелкую (размером от 1-3 до 5-10 см) и более крупная (15-20 см, реже 30-40 см) гальку и валуны, представленные серыми пелитоморфными доломитами, черными кристаллическими известняками, светло-серыми, иногда зеленоватыми слюдистыми кварцитами и кварцитопесчаниками, жильным кварцем; встречаются также единичные фрагменты гранитов. Выше по разрезу обнажены:

6. Песчаники кварцевые, сливные, светло-серые, рассланцованные, грубо-плитчатые 14
7. Разрозненные выходы серицит-хлорит-кварцевых сланцев, плитчатых, зеленовато-серых, мягких, плитчатых и песчаников кварцевых, желтовато-серых, с точечным ожелезнением или сливных, светло-серых, слабо слюдистых..... около 250

Выше по разрезу с угловым несогласием залегают кварцевые песчаники ордовика.

Вулканогенные породы средней части разреза аршинской свиты достаточно хорошо обнажены в западном крыле синклинали в районе гор Игонин камень, Крутая, Малый Баштур и др. Здесь, по данным В.П.Парначева и В.И.Козлова [1979], имеются разрезы метавулканитов базальтового состава значительной мощности, "анализ которых свидетельствует о резкой смене по простиранию кластолав горизонтами гравийных и пепловых туфов, покровами метабазальтов. Мощность толщи меняется от 125 до 780 м. В ее основании и кровле повсеместно отмечаются слабо стратифицированные лаво- и пирокластические породы, количество которых в отдельных разрезах варьирует от 70 до 100% и указывает

на исключительно высокую эксплозивность вулканизма". Породы "превращены в сланцы переменного хлорит-эпидот-альбитового состава, в которых относительно хорошо сохранились реликтовые макро- и микроструктуры первичных пород". Особенностью химизма их являются широкие вариации SiO_2 (42,70-50,04%), высокая концентрация TiO_2 (в среднем 2,95%), высокое суммарное содержание железа (в среднем 15,35%), преобладание Na над K, относительно высокое содержание редкоземельных элементов (до 380 г/т) при соотношении легких, средних и тяжелых лантаноидов соответственно 80,6-16,5-2,9%, отношение Ni/Co составляет 0,15, что характерно для щелочных оливиновых базальтов, а вся ассоциация относится к континентальной трахибазальтовой формации [Парначев, Козлов, 1979].

Несогласный контакт аршинской свиты с отложениями ордовика не наблюдается непосредственно в обнажениях, но достаточно определенно прослеживается по изменению характера отложений (литологический состав, наличие фауны, уровень метаморфизма) и их элементов залегания. Зону контакта можно наблюдать как на западном крыле Тирлянской синклинали, так и на восточном.

На западном крыле структуры такими точками являются: левый берег р.Тирлян в субширотном течении в 3 км к западу от пос. Тирлян и левый борт долины р.Арша, в 4 км к северо-западу от пос. Тирлян.

В первом из указанных обнажений, по данным В.Г.Варганова и др. [Стратиграфия...,1972], можно видеть сближенные выходы относительно круто-падающих песчано-сланцевых отложений аршинской свиты (аз. пд. $80^\circ < 60-70^\circ$) и полого залегающих фаунистически охарактеризованных кварцевых песчаников тирлянской свиты среднего ордовика (аз. пд. 100° , $< 20-40^\circ$).

В восточном крыле Тирлянской синклинали зона несогласного залегания отложений тирлянской и аршинской свит была прослежена в 6 км к востоку от пос. Тирлян, на правом берегу руч. Вишневый ключ, на юго-западном склоне г. Галчиная. По А.И.Олли и В.А.Романову [1959] "на слабо задернованном склоне, лишенном лесного покрова, на расстоянии около 170 м можно шаг за шагом проследить характер соприкосновения двух толщ, отличающихся друг от друга степенью и характером дислоцированности, метаморфизмом, вещественным составом и комплексом кварцевых жил" (рис. 23). Аршинская свита представлена здесь кварцево-серицито-хлоритовыми зеленовато-серыми сланцами с подчиненными прослоями белых кварцито-песчаников. Породы смяты в мелкие складки и рассланцованы; слоистость не совпадает со сланцеватостью. Азимут падения пород колеблется в пределах $280-290^\circ$. Тирлянская свита среднего ордовика налегает на аршинскую с резким угловым несогласием, которое хорошо трассируется по подошве пласта светлых кварцевых песчаников, содержащего мес-

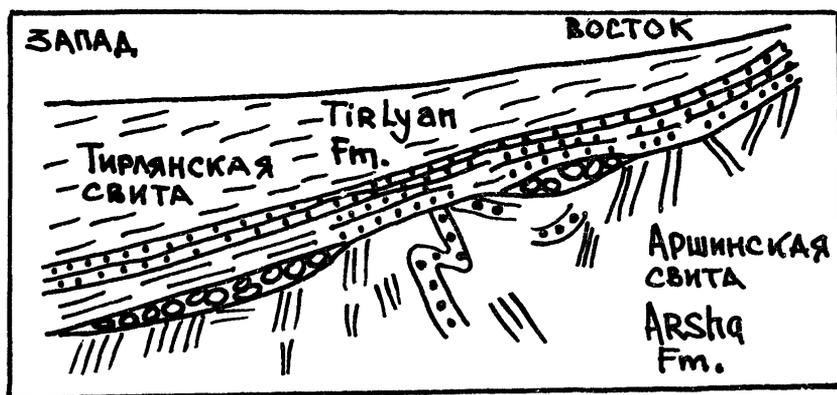


Рис. 23. Схема соотношения тирлянской свиты среднего ордовика и аршинской свиты нижнего венда в правом борту ручья Вишневого [Олли, Романов, 1959].

тами линзы конгломератов, состоящие из галек жильного кварца. Толща имеет песчано-сланцевый состав, значительно менее метаморфизована по сравнению с аршинской свитой, содержит заметно меньше кварцевых жил. Видимая мощность около 120 м, породы падают по азимуту 310° с углами 30-35° до 55° в западном направлении.

Аршинская свита, по-видимому, знаменует собой отдельный этап вулканогенно-осадочного седиментогенеза в венде. Специфика осадконакопления проявляется в присутствии разнофациальных, в том числе грубообломочных типов пород, а также пестрой гаммы субэвральных и бассейновых (с прослоями известняков) образований. В совокупности с данными изучения вулканогенных накоплений в разрезах аршинской свиты позволяет предполагать, что формирование рассматриваемых отложений проходило в условиях грабенообразного растяжения земной коры, связанного, очевидно, с рифтогенными движениями в раннем венде.

<Object* 5>

Наиболее полный разрез ордовика в пределах Тирлянкой синклинали известен на левом берегу пруда несколько выше устья р.Тирлян [Краузе, Маслов, 1961], где терригенные отложения ордовика перекрывают вендские образования аршинской свиты с угловым несогласием. Разрез здесь имеет следующий вид:

Мощность, м

- | | |
|--|---------------|
| 1. Розовато-серые кварцевые песчаники с гальками кварца и линзами конгломератов | 20-25 |
| 2. Песчаники серые и буровато-серые с кривой слоистостью в отдельных интервалах, участками ожелезненные, разнозернистые с зернами гравийной размерности и мелкими галечками кварца; в большом количестве содержат отпечатки члеников криноидей и следы жизнедеятельности илоедов | видимая 30-35 |
| 3. Песчаники серые, темно-серые, плитчатые, тонкослоистые с фауной брахиопод, гастропод и редких трилобитов | 20-25 |

Определявшая собранную из данного разреза фауну О.Н.Андреева, считает ее среднеордовикской [Краузе, Маслова, 1961].

III. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ И ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КВАРКУШСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Верхнедокембрийские (рифейские и вендские) осадочные и вулканогенно-осадочные образования западного склона Среднего Урала слагают Кваркушский (Басегско-Синегорский) мегантиклинорий, южное окончание которого расположено в 130-140 км северо-западнее г.Екатеринбурга (см. рис. 2).

Кваркушский мегантиклинорий почти полностью охватывает территорию западного склона Среднего Урала, протягиваясь более чем на 400 км от верхнего течения р.Чусовой на юге до р.Вишеры на севере. Максимальная ширина его в средней части достигает 50-60 км, минимальная (10-12 км) характерна для северного и южного замыканий. По периметру мегантиклинория верхнедокембрийские отложения перекрыты с размывом ордовикскими, а на западе силурийскими и среднедевонскими (такатинская свита) образованиями. В строении мегантиклинория могут быть выделены две крупные структуры более высокого порядка - Басего-Кваркушский (на северо-западе) и Синегорский (юго-восток территории) антиклинории, разделенные Усьвинско-Сылвицкой седловиной [Верхний докембрий..., 1982]. Наиболее полные разрезы вендских образований типичны для южной части мегантиклинория - бассейнов рек Серебрянка и Сылвица (рис. 24, 25).

Верхнедокембрийские отложения Кваркушского мегантиклинория объединяют терригенные, карбонатные и вулканогенные образования кедровской, басегской, серебрянской и сылвицкой серий [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфические..., 1993; и др.] (рис. 26).

Отложения кедровской и басегской серий принадлежат верхнему рифею. Серебрянская и сылвицкая серии традиционно относятся, соответственно, к нижнему и верхнему венду [Унифицированные..., 1980; Стратиграфические..., 1993; Ключина, 1990, и др.] (см. рис. 20). Сылвицкая серия сопоставляется с ашинской серией Южного Урала и чурочинской, ильвовожской и кочешорской свитами Полюдова кряжа [Вендская система..., 1985; и др.](см. рис. 20).

В региональной стратиграфической схеме верхнепротерозойских отложений Урала (верхний рифей-венд), принятой на совещании в г.Свердловске в 1990 году и опубликованной в 1993 году [Стратиграфические..., 1993], серебрянская серия расчленена на танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты, сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Существует, однако, и ряд других точек зрения. Так, основываясь на характере строения и формационных особенностях отложений Ф.А.Курбацкая [1990] считает возможным существенно расширить объем серебрянской серии, включив в нее подстилающие образования усьвинской свиты, а также старопечнинскую и перевалокскую свиты из состава сылвицкой серии. По данным Ф.А.Курбацкой, серебрянская серия представлена тремя фациально различными типами разрезов, отвечающими различным подтипам коры (с запада на восток): внутрикратонному, перикратонному и рифтогенному. Первому из указанных подтипов отвечает западная часть Кваркушского мегантиклинория, второму - его центральные районы. Для восточного крыла данной структуры предполагается существование рифтогенного подтипа коры. Нижнюю границу венда на Среднем Урале, по мнению Ф.А.Курбацкой [1995], следует проводить по

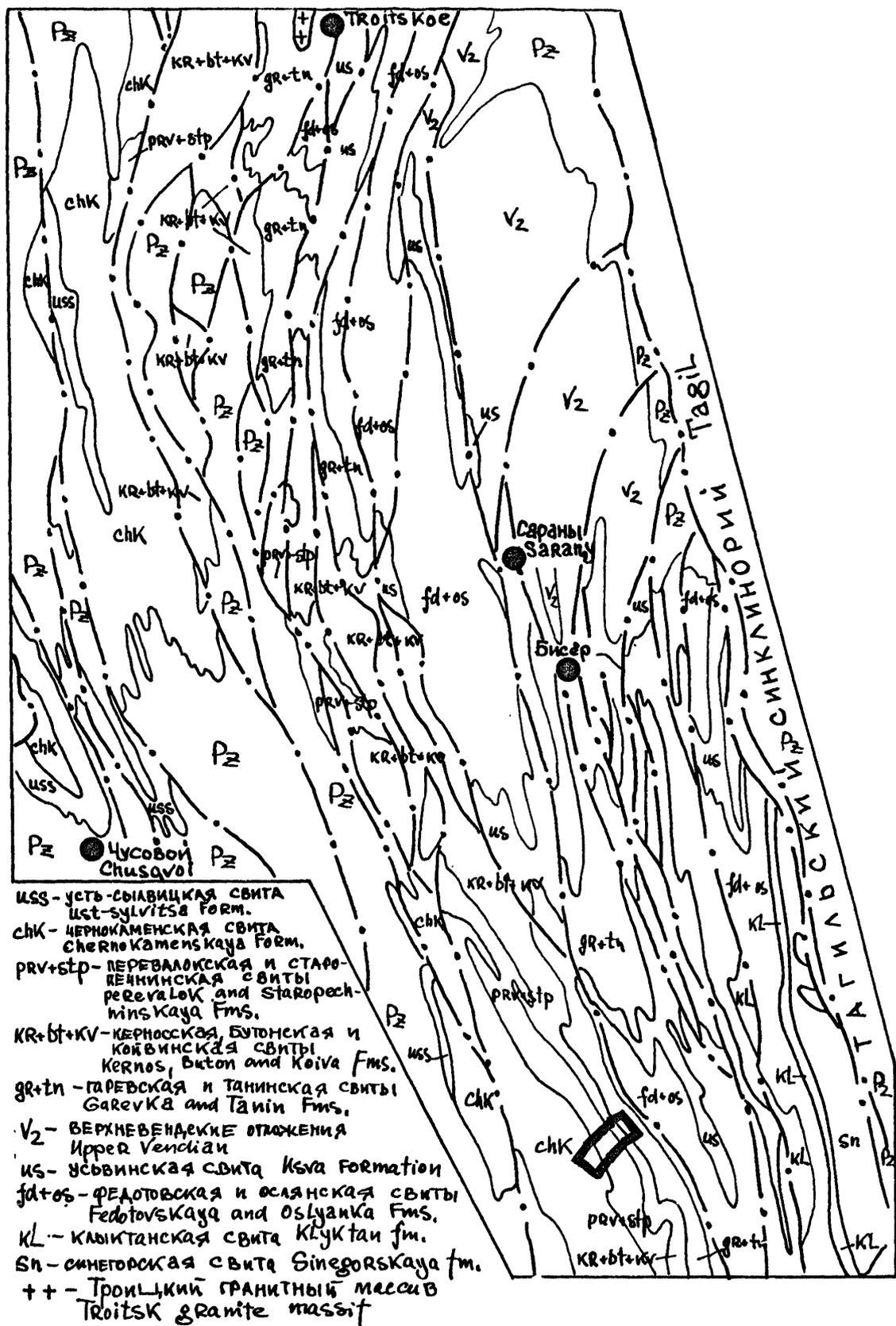


Рис. 24. Геологическая карта южной и средней части Кваркушского мегантиклинория, по данным [Аблизин и др., 1982].

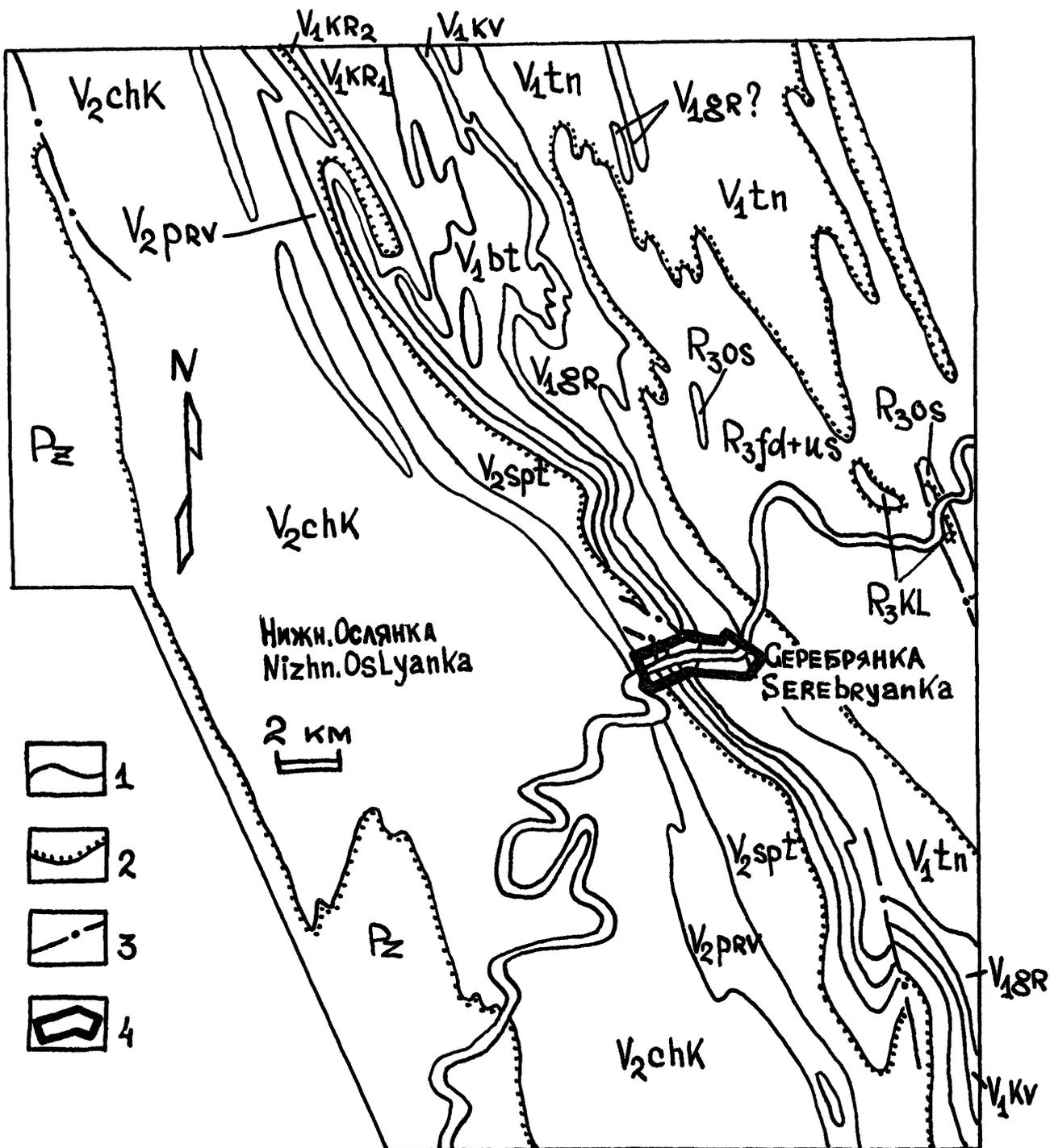


Рис. 25. Схематическая геологическая карта южной части Кваркушского мегантиклинория (контуром на схеме показано положение демонстрируемых в районе пос.Серебрянка геологических объектов).

Расшифровку геологических индексов см. на рис. 28.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ		ИРРЕР ПРЕСАМБРИАН	
РИФЕЙ	RIPHEAN	ВЕНД	
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ	ИРРЕР РИФЕАН	НИЖНИЙ ВЕНД	ВЕРХНИЙ ВЕНД
ИРРЕР РИФЕАН	ИРРЕР РИФЕАН	LOWER VENDIAN	UPPER VENDIAN
КЕДРОВСКАЯ СЕРИЯ	БАСЕТСКАЯ СЕРИЯ	СЕРЕБРЯНСКАЯ СЕРИЯ	СЫЛВИЦКАЯ СЕРИЯ
KEDROVKA Group	Basetskaya Gr.	SEREBRYANKA Group	Sylvitsa Group

620±
15

650±
20

?

Рис. 26. Основные подразделения верхнего докембрия западного склона Среднего Урала, по материалам [Стратиграфические схемы..., 1993].

подошве усьвинской свиты, что обосновывается наличием в разрезах данного уровня специфического парагенеза пород, включающего тиллитовидные конгломераты. Смена различных формационных комплексов на границе верхнего рифея и нижнего венда представляется автору весьма отчетливой, при этом нижневендские отложения обособляются Ф.А.Курбацкой в ранге спарагмитовой формации, формирование которой имело место в интракратонном прогибе в условиях растяжения. Верхневендские образования накапливались в условиях режима сжатия.

По данным М.Л.Клюжиной [1990] отчетливое пятичленное деление серебрянской серии характерно только для самой южной части Кваркушского мегантиклинория. На большей же части западного склона Среднего Урала серебрянская серия более или менее отчетливо подразделяется на: 1) нижнее, сложно построенное подразделение, объединяющее пестроцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты при подчиненной роли карбонатных пород, с одной стороны, и тиллитовидные конгломераты, с другой, и 2) верхнее подразделение, слагающееся преимущественно темноокрашенными аргиллитами и алевролитами; песчаники в разрезах этого уровня играют заметно подчиненную роль. Положение в разрезе и общий характер отложений серебрянской серии позволят, по мнению М.Л.Клюжиной, уверенно сопоставлять данный уровень позднего докембрия Урала с лапландским гляциогоризонтом. К серебрянскому же горизонту, по данным литолого-фациальных и формационных исследований, следует отнести старопечнинскую и перевалокскую свиты сыльвицкой серии.

В.И.Козлов, А.А.Краснобаев и др. [1990] предложили относить к нижнему венду басегскую и серебрянскую серии. Нижняя граница нижнего венда в такой трактовке определяется возрастом базальтоидов щегровитского комплекса (670 млн. лет), а верхняя (620 млн. лет) возрастом гранитоидов Троицкого массива (см. ниже). К верхнему венду авторами отнесена сыльвицкая серия, содержащая в верхней части эдиакарскую фауну.

В более ранней работе Ю.Р.Беккера [1985] мы, напротив, находим мнение, что отнесение басегской серии к венду является условным, т.к. опирается только на факт залегания рассматриваемых образований выше карбонатных отложений клыктанской свиты, содержащих известняки с *Linella ukka* и наличие в вышележащей серебрянской серии двух уровней тиллитов.

В настоящей работе мы придерживаемся расчленения и возрастной трактовки отложений серебрянской и сыльвицкой серий, данных IV Уральским стратиграфическим совещанием [Стратиграфические..., 1993].

Изучением вендских отложений Среднего Урала занимались в разные годы Б.Д.Аблизин, Ю.Р.Беккер, В.Г.Варганов, Г.А.Виллер, Л.В.Григорьев, П.М.Есипов, А.М.Зильберман, А.Н.Иванов, М.Л.Клюжина, И.Н.Крылов, Ф.А. и А.М. Курбацкие, А.А.Кухаренко, К.А.Львов, С.В.Младших, А.И.Олли, Е.Ф.Пинегин,

Н.А.Румянцева, Ю.Д.Смирнов, Н.М.Чумаков и ряд других исследователей. Наиболее полное представление о строении разрезов и составе верхнедокембрийских отложений Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория дает монография Б.Д.Аблизина с соавторами "Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала", опубликованная в 1982 году. Приводимое ниже описание стратиграфии и строения конкретных разрезов и обнажений серебрянской и сыльвицкой серий в бассейне реки Серебрянки у одноименной деревни основано на данных этой работы и личных наблюдениях авторов.

Кедровская серия (по д.Кедровка на р.Серебрянке) объединяет синегорскую и клыктанскую свиты. Общая ее мощность превышает 3000 м. Нижняя граница серии не вскрыта, верхняя определяется поверхностью предбасегского размыва.

Синегорская свита слагается кварцевыми и полевошпато-кварцевыми, реже аркозовыми, кварцитами, кварцито-песчаниками, углеродистыми филлитами и, в подчиненном количестве, гравелитами. Общая мощность отложений оценивается по разному - от 1700-2000 м [Стратиграфические..., 1994] до 2800-3100 м [Верхний рифей..., 1982]. Нижняя граница свиты не обнажена. Синегорская свита объединяет две подсвиты - нижнесинегорскую (650-750 м) и верхнесинегорскую (2100-2400 м).

Нижнесинегорская подсвита слагается серые, зеленовато- и буровато-серые мелко- и среднезернистые кварциты и кварцито-песчаники, характерные в основном для нижней ее части и кварциты с прослоями гематитовых разностей (верхняя толща).

Верхнесинегорская подсвита представлена углеродистыми филлитами и мелкозернистыми светло-серыми кварцитовидными кварцевыми и полевошпато-кварцевыми (иногда аркозовыми) песчаниками и кварцито-песчаниками. В нижней ее части присутствуют прослой гравелитов, постепенно исчезающие вверх по разрезу.

Представительные фрагменты разреза синегорской подсвиты можно видеть в 3 км к западу от поселка Синегорского леспромхоза в районе перевала Синяя гора.

<Object* 5>

В 100-150 м севернее перегиба рельефа непосредственно на перевале наблюдаются сплошные скальные выходы светло-серых, серых и зеленовато-серых мелкозернистых кварцитов и кварцито-песчаников. Присутствуют также темно-серые тонкогоризонтальнослоистые кварцито-песчаники (мощность прослоев 10-20 см), чередующиеся с более светлыми разностями (мощность прослоев от 30 до 70 см). Породы разноплитчатые, преимущественно среднеплитчатые; плитчатость подчеркнута (через 30-50-70 см) интервалами несколько обогащенными глинисто(?)-слюдяным или углеродисто-глинистым материалом. Породы заметно метаморфизованы и обнаруживают присутствие многочисленных маломощных

прожиков вторичного кварца. Однако, несмотря на эти обстоятельства, в кварцито-песчаниках и кварцитах фиксируется присутствие различных типов слоистости. В основном это мелкомасштабная горизонтальная и пологоволнистая (неправильноволнистая) слоистость с интервалами пологих средне- и, иногда, крупномасштабных косослоистых серий (рис. 27). Слоистость маркируется в основном незначительными цветовыми контрастами соседних слоев. Текстуры на поверхностях напластования кварцитов и кварцито-песчаников отсутствуют.

К югу от перевала Синяя гора в серии крупных (до 10-15 м) скальных выходов вскрываются пологозалегающие (аз.пд. $100-110 < 15-20^\circ$) преимущественно светлоокрашенные с прослоями сероцветных и сиренево-серых разностей среднеплитчатые и крупноплитчатые кварцито-песчаники. Последние характеризуются чаще всего массивным неслоистым обликом, однако в некоторых случаях удается наблюдать различные (первичные) косослоистые текстуры. Это в основном однонаправленная мелко- и среднемасштабная косая плоскопараллельная, очень редко выполаживающаяся к основанию или S-образная слоистость. Между косослоистыми сериями присутствуют интервалы массивных или тонко-, неясно-, горизонтальнослоистых кварцитов и кварцито-песчаников. Изредко фиксируется мелкомасштабная разнонаправленная слоистость. Вся слоистость маркируется цветовыми контрастами слоев и трещиноватостью.

Иногда среди монотонных (сплошных) пластов кварцито-песчаников присутствуют 0,6-1,0-метровые пакеты тонкого неравномерного или линзовидного чередования серых и светло-серых кварцито-песчаников и темно-зеленых слюдисто-хлоритовых (?) сланцев. Мощность прослоев и линз кварцитов не превышает 1-2 см, внутренние текстуры в них, как правило, отсутствуют.

Клыктанская свита залегают согласно на синегорской свите. Мощность ее составляет 1170-1200 м [Стратиграфические..., 1993]. Свита подразделяется на две подсвиты - нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита представлена в нижней части (150-270 м) серицит-хлорит-кварцевыми сланцами и филлитами, в том числе низкоуглеродистыми, с прослоями кварцито-песчаников; в верхней ее части (350-400 м) наблюдается переслаивание серицит-хлорит-кварцевых и хлорит-карбонатных сланцев, мраморизованных известняков и мраморов, отмечается присутствие аповулканогенных сланцев.

Верхняя подсвита клыктанской свиты слагается в нижней части серыми, темно-серыми и светло-серыми мраморизованными доломитами и известняками (300-400 м) со строматолитами *Tungussia sp.*, *Katavia karatavica Kryl.*, *Ephyatles sp.*, *Teska sp.*, *Linella aff. ukka Kryl.*, *Conophyton sp.*, характерными для миньярско-укского уровня типового разреза верхнего рифея Южного Урала [Стратиграфические..., 1993; Стратиграфический словарь..., 1994; и др.], и многочисленными микрофитолитами. Выше карбонатной толщи в разрезе верхней подсвиты

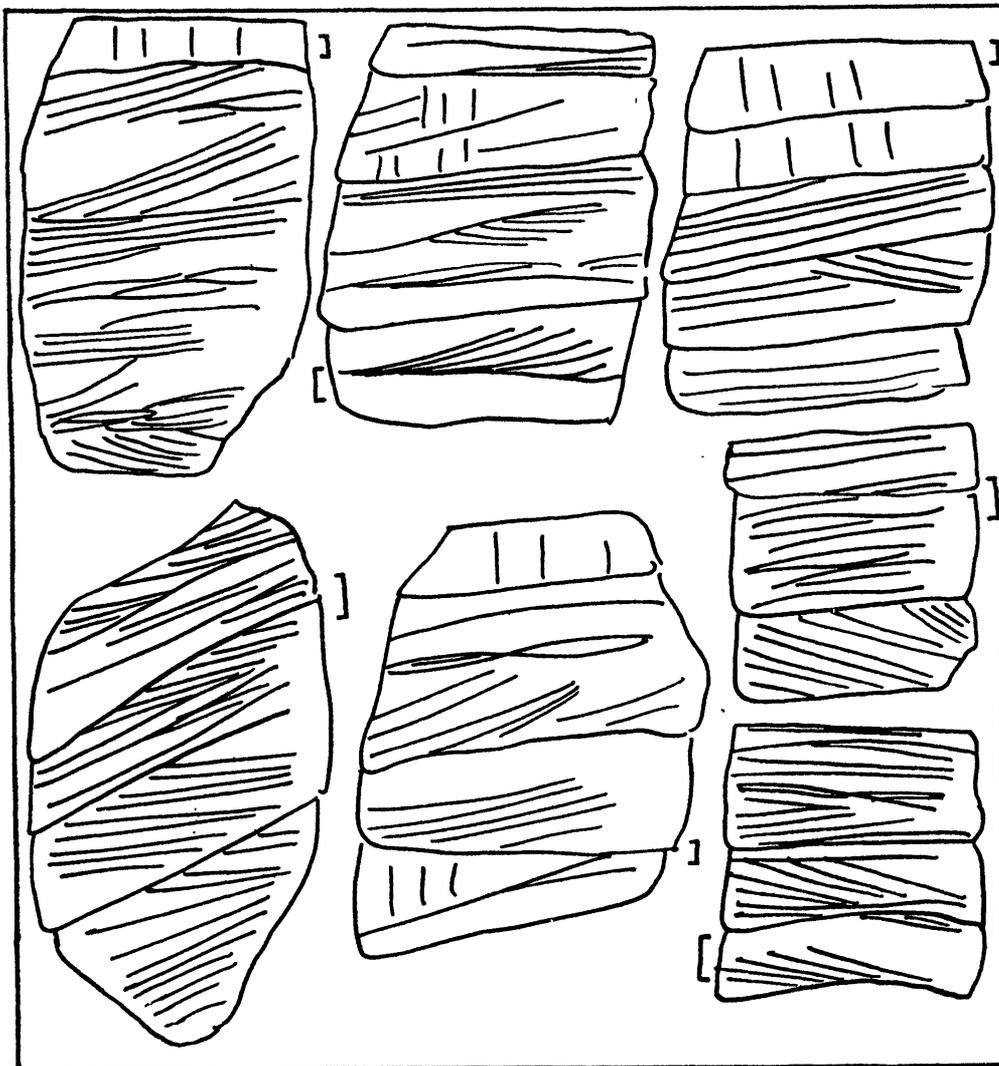


Рис. 27. Текстурные особенности кварцитовидных песчаников синегорской свиты верхнего рифея. Район перевала Синяя гора, западнее поселка Синегорского леспромхоза. Масштаб линейки 10 см.

доминируют серицит-хлорит-кварцевые и хлорит-альбит-актинолитовые (аповулканогенные) сланцы. В основании верхней подсветы клыктанской свиты наблюдаются прослои полевошпато-кварцевых песчаников.

Басегская серия (стратотипические разрезы по хр. Басеги) объединяет ослянскую, федотовскую (инофациальный аналог части федотовской свиты - щегровитская свита) и усвинскую свиты. Мощность отложений басегской серии варьирует от 900 до 3600 м.

Ослянская свита слагается в основном кварцевыми светло- и темно-серыми кварцитовидными песчаниками и кварцито-песчаниками при подчиненной роли сланцев. Мощность свиты составляет до 350 м [Стратиграфические..., 1993].

Федотовская свита залегает согласно на ослянской. Представлена преимущественно темно-зелеными и зеленовато-серыми глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, среди которых присутствуют маломощные прослои песчаников и известняков; последние характерны в основном для ее верхней части. Мощность отложений свиты составляет около 1400 м [Стратиграфические..., 1993]. По особенностям состава федотовская свита подразделяется на три толщи (здесь и далее описание разрезов приводится снизу вверх) - эффузивно-сланцевую, сланцевую и песчано-сланцевую.

Нижняя, эффузивно-сланцевая, толща сложена углеродисто-глинистыми сланцами, песчанистыми их разностями, основными и кислыми эффузивами, их туфами, туфобрекчиями и т.п. Данная толща характеризуется значительными вариациями мощности (от 0 до 800-900 м). Ряд исследователей рассматривает эти образования в качестве самостоятельной щегровитской свиты [Младших, Аблизин, 1967; и др.], перекрывающейся или фациально замещаемой сланцевыми толщами федотовской свиты [Стратиграфический словарь..., 1994].

Вулканогенные породы щегровитского комплекса (свиты) относятся к трахибазальт-трахилипаритовой формации [Карта докембрийских..., 1983]. В составе комплекса преимущественную роль играют маломощные покровы и потоки базальтов и трахибазальтов, чередующиеся с углеродисто-глинистыми сланцами, кварцито-песчаниками, конгломератами и туфогенными образованиями. К средней части комплекса приурочены кислые и щелочные вулканы, изредка присутствуют андезиты. Формирование основных вулкаников имело место, по-видимому, в подводных условиях; кислые вулканы являются, вероятно, континентальными субаэральными образованиями [Карта докембрийских..., 1983].

Изотопный возраст основных эффузивов щегровитской свиты (комплекса) составляет, по данным А.А.Краснобаева и Ю.Л.Ронкина [Козлов и др., 1990], 672±22 млн. лет (Rb-Sr метод, валовая проба).

Средняя толща федотовской свиты слагается преимущественно глинистыми и углеродисто-глинистыми (преобладают) сланцами с прослоями мелкозернистых

песчаников и, в подчиненном количестве, известняков. Мощность ее составляет 800 и более метров [Верхний рифей..., 1982].

Верхняя толща (до 300 м) представлена в основном низкоуглеродистыми серыми и темно-серыми полосчатыми песчанистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками.

Из сланцев федотовской свиты определены микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) [Стратиграфический словарь..., 1994].

По мнению М.Л.Клюжиной [1990], федотовскую и клыктанскую свиты следует рассматривать как возрастные аналоги, считая их возраст верхне-рифейским.

Усьвинская свита (200-1200 м) залегает согласно на федотовской и представлены преимущественно чередованием разномасштабных прослоев и пластов (0,1-10 м) песчанистых зеленовато-, буровато- и сиренево(лилово)-серых полосчатых сланцев и мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников. Иногда в разрезах свиты, по преобладанию тех или иных типов пород, могут быть намечены пачки песчанистых сланцев, песчаников с пакетами сланцев и т.п., однако по простиранию подобные пачки в разрезах усьвинской свиты чаще всего не выдержаны.

В последние годы М.Л.Клюжиной [1990] была высказана точка зрения о том, что усьвинская свита не имеет самостоятельного стратиграфического значения.

Серебрянская серия (стратотипические разрезы по реке Серебрянке в районе одноименной деревни - в настоящее время известного по многочисленным публикациям предыдущих лет пруда в окрестностях д.Серебрянка не существует) объединяет танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфические..., 1993; Стратиграфический словарь..., 1994; и др.] (рис. 28).

Танинская свита представлена темноокрашенными тиллитовидными конгломератами, полевошпато-кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и эффузивными породами. Мощность ее составляет 360-800 м. По особенностям состава и строения разрезов свита подразделяется на три подсвиты [Верхний рифей..., 1982].

Нижняя подсвита танинской свиты включает две толщи. Нижняя толща (50-90 м в разрезе в верховьях "Серебрянского пруда" - см. примечание к описанию серебрянской серии выше) представлена основными эффузивами (?) (аповулканогенные альбит-хлорит-карбонатные и карбонатно-хлоритовые сланцы), доломитами, доломитизированными известняками и глинистыми сланцами зеленого, серого или черного цвета. В виде редких прослоев (мощностью до 4-5 м) в составе нижней толщи наблюдаются редкогалечниковые тиллитовидные конгломераты [Верхний рифей..., 1982].

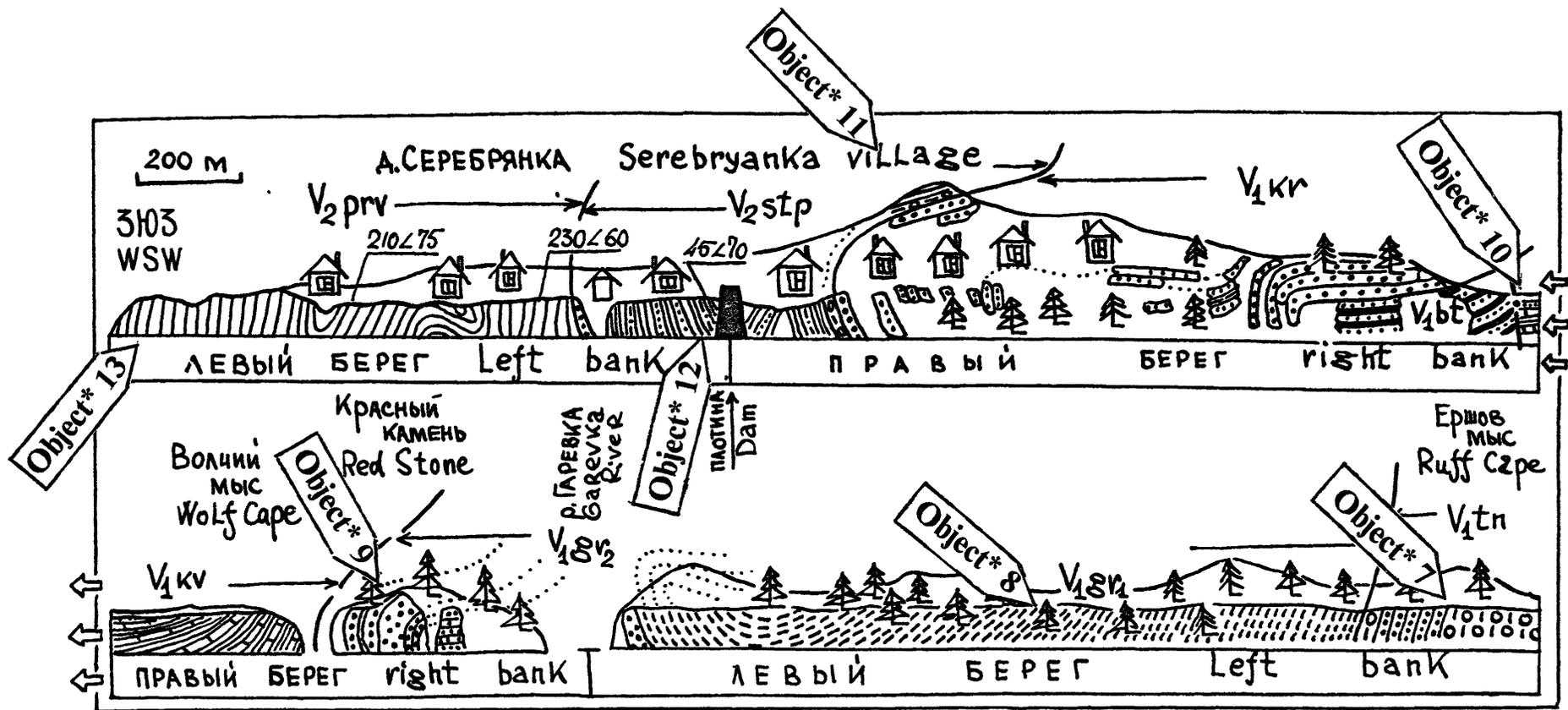


Рис. 29. Разрез отложений серебрянской и сыльвицкой серий нижнего и верхнего венда по правому и левому берегам р.Серебрянка в районе пос. Серебрянка, по материалам [Аблизин и др., 1982] и собственным наблюдениям.

- V_2prv - ПЕРЕВАЛОКСКАЯ СВИТА
PEREVALOK formation
- V_2stp - СТАРОПЕЧНИНСКАЯ СВИТА
Staropetchinskaya fm.
- V_1kr - КЕРНОССКАЯ СВИТА
KERNOSS formation
- V_1bt - БУТОНСКАЯ СВИТА
Buton formation
- V_1kv - КОЙВИНСКАЯ СВИТА
Koiva formation
- V_1gr - ГАРЕВСКАЯ СВИТА
Garevka fm.
- V_1tn - ТАНИНСКАЯ СВИТА
Tainin fm.

По данным Б.Д.Аблизина, А.М.Курбацкого и Ф.А.Курбацкой [Верхний рифей..., 1982, стр. 35], “характер разрезов отложений нижней толщи танинской свиты позволяет считать, что танинская свита залегает на усвинской без видимых следов размыва и какого-либо углового несогласия”.

Верхняя толща нижнетанинской подсвиты, определяющая облик всей свиты, слагается темно- и зеленовато-серыми редкогалечниковыми тиллитовидными конгломератами. Мощность ее варьирует от 250 до 500 м. Матрикс редкогалечниковых конгломератов представлен песчано-алевритоглинистой породой; в нем наблюдаются неравномерно распределенные обломки, размер которых варьирует от 2-5 мм до более 30-50 см. Обломки представлены гнейсами, кислыми и основными эффузивами, песчаниками, кварцитами, сланцами и карбонатными породами.

Генезис конгломератов верхней толщи нижнетанинской подсвиты трактуется неоднозначно. Ряд исследователей считает их типичными тиллитами [Кухаренко, Смирнов, 1960; Келлер, 1973; и др.], другие рассматривают как межгорные или предгорные конгломераты [Верхний рифей..., 1982] (см. далее раздел IV).

Исследования Б.Д.Аблизина и др. [1976; Верхний рифей..., 1982; и др.] показали, что основная масса обломочного материала поступала в бассейн начала танинского времени с запада и юго-запада; области размыва были сложены, по видимому, кислыми магматическими (на юго-западе) и осадочными (на западе) породами. Источниками кластики могли выступать и внутрибассейновые поднятия, сложенные породами верхнего рифея.

Среднетанинская подсвита (80-170 м) объединяет серые, темно-, зеленовато- и буровато-серые полевошпато-кварцевые и кварцевые мелко- и среднезернистые песчаники и гравелиты, песчанистые и алевритовые сланцы.

Верхнетанинская подсвита, также как и верхняя толща нижнетанинской подсвиты слагается темноокрашенными редкогалечниковыми конгломератами. Мощность ее в разрезе по левому берегу р.Серебрянки против Ершова мыса составляет около 25 м (рис. 29).

<Object* 7>

По простиранию мощность верхнетанинской подсвиты варьирует от 70-80 м (р.Межевая Утка, западное крыло Танинской антиклинали) до 10 м (восточное крыло Танинской антиклинали). Контакт редкогалечниковых конгломератов с подстилающими отложениями согласный и резкий.**

Из терригенных пород танинской свиты известны находки микрофоссилий *Protosphaeridium densum* Tim., *P. vermium* Tim., *Trachysphaeridium pusillum* Tim. [Стратиграфические..., 1993].

ЭРАТЕМА СИСТЕМА		СЕРИЯ	СВИТА	Мощность	ИНДЕКС	ЛИТОЛОГИЯ
			FORMATION	Thickness, m	Index	
VENDIAN	ВЕРХНИЙ	СЫЛВИЦКАЯ СЕРИЯ Sylyitsa Gr.	УСТЬ-СЫЛВИЦКАЯ Ust-Sylyitsa	250-350	V ₂ uss	ПЕСЧАНИКИ ПОЛИМИКТОВЫЕ, АЛЕВРОЛИТЫ, РЕДКИЕ ПРОСЛОИ АРГИЛЛИТОВ Polymict sandstones, siltstones, Layers of argillites
			ЧЕРНОКАМЕНСКАЯ Chernokamenskaya	до 1500	V ₂ chk	РИТМИЧНОЕ ЧЕРЕДОВАНИЕ ПЕСЧАНИКОВ, АЛЕВРОЛИТОВ, АРГИЛЛИТОВ Interbedding of sandstones, siltstones and argillites
			ПЕРЕВАЛОКСКАЯ Perevalok	200-300	V ₂ prv	ТЕМНО-СЕРЫЕ АРГИЛЛИТЫ И АЛЕВРОЛИТЫ, ПРОСЛОИ ПЕСЧАНИКОВ; ЖЕЛВАКОВЫЕ ФОСФОРИТЫ Dark-grey shales and siltstones; Layers of sandstones and nodules of phosphorite
			СТАРОПЕЧНИНСКАЯ Staroprechninskaya	400-500	V ₂ stp	АЛЕВРОЛИТЫ И АРГИЛЛИТЫ С ПОДЧИНЕННЫМИ ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ. В ОСНОВАНИИ РЕДКОГАЛЕЧНИКОВЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ Siltstones and shales (mainly); sandstones and conglomerates
	НИЖНИЙ	СЕРЕБРЯНКА GROUP	КЕРНОСКАЯ Kernos	300-450	V ₁ kr	ПЕСЧАНИКИ, ГРАВЕЛИТЫ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ФОСФОРИТОВ, ИЗВЕСТНЯКИ, ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ (ЛАВЫ И ТУФЫ) Sandstones, gravetites, Limestones, basalts, tuffs, etc.
			БУТОНСКАЯ Buton	200-350	V ₁ bt	УГЛЕРОДИСТО-ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ С ПРОСЛОЯМИ ПЕСЧАНИКОВ, ФОСФАТИЗИРОВАННЫЕ Phosphate black shales with rare layers of sandstones
			КОЙВИНСКАЯ Koi'va	до 700	V ₁ kv	ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ, АЛЕВРОЛИТЫ, ИЗВЕСТНЯКИ, ДОЛОМИТЫ, ТРАХИБАЗАЛТЫ, ТИЛЛИТОВИДНЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ Shales, siltstones, Limestones, dolostones, trachybasalts, tillite-like conglomerates
			ГАРЕВСКАЯ Garevka	300-730	V ₁ gr	ПЕСЧАНИКИ И ПОЛОСЧАТЫЕ ФИЛЛИТИЗИРОВАННЫЕ СЛАНЦЫ Sandstones and banded (varve-like) shales
			ТАНИНСКАЯ Tavin	до 800	V ₁ tn	ПЕСЧАНИКИ, СЛАНЦЫ, ОСНОВНЫЕ ЭФРУВИВЫ И ТИЛЛИТОВИДНЫЕ КОНГЛОМЕРАТЫ Sandstones, shales, mafic volcanic rocks, tillite-like conglomerates
			УСЬВИНСКАЯ Us'va	200-1200	R ₃ us	СЛАНЦЫ, КВАРЦИТОПЕСЧАНИКИ Shales, quartzites

Рис. 28. Сводная стратиграфическая колонка отложений нижнего и верхнего венда Кваркушского мегантиклинория, по данным [Аблизин и др., 1982].

Отложения танинской и гаревской свит прорываются граносиенитами Троицкого массива, изохронный Rb-Sr возраст которых, по данным А.А.Краснобаева и Ю.Л.Ронкина, составляет 621+/-12 млн. лет [Козлов и др., 1990].

Гаревская свита объединяет ленточно-слоистые (полосчатые) зеленовато-серые и темноокрашенные филлитизированные и углеродистые сланцы, относимые к нижнегаревской подсвите, и полевошпато-кварцевые зеленовато-серые песчаники верхней подсвиты (70-230 м). Общая мощность свиты составляет 300-750 м [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфические..., 1993].

В разрезе по левому берегу "Серебрянского пруда" породы нижнегаревской подсвиты слагают пологую синклиналь, западное крыло которой осложнено опрокинутой на запад синклиналью - сланцы нижней подсвиты сменяются здесь, в приустьевой части р.Гаревки (Плакун камень), зеленовато-серыми песчаниками верхнегаревской подсвиты.

<Object* 8>

На левом берегу р.Серебрянки (ниже по течению Ершова мыса) можно видеть следующий разрез нижнегаревской подсвиты [Аблизин и др., 1982]:

Мощность, м

1. Черные, с бархатистым изломом углеродистые полосчатые сланцы 9
2. Зеленовато-серые полосчатые сланцы 10
3. Серые и пепельно-серые полосчатые и неслоистые (массивные) сланцы, иногда карбонатизированные 95
4. Темно-серые низкоуглеродистые полосчатые сланцы 70
5. Преимущественно серые и пепельно-серые (в конце интервала зеленовато- и голубовато-серые и фишашковые) полосчатые сланцы; вверх по разрезу наблюдается появление прослоев обогащенных песчаным материалом 280**

Содержание $S_{орг}$ в сланцах нижнегаревской подсвиты составляет 0,25%; в отдельных прослоях отмечается повышенное (до 13%) содержание P_2O_5 . Иногда на данном уровне присутствуют фосфатные желваки с содержанием пятиоксида фосфора до 25% [Верхний рифей..., 1982].

<Object* 9>

В приустьевой части р.Гаревки в небольшом скальном обнажении представлены песчаники верхнегаревской подсвиты.**

Более полный разрез верхнегаревской подсвиты в бассейне р.Серебрянки вскрыт на правом борту долины в скале Красный камень, выше устьев Большого и Малого Потяжей. По данным Б.Д.Аблизина и др. [Верхний рифей..., 1982], песчаники верхнегаревской подсвиты слагают здесь восточное крыло и сводовую часть опрокинутой антиклинали, ось которой погружается в северо-западном направлении. Разрез имеет следующий вид:

Мощность, м

1. Серые, ленточно-слоистые песчано-алевроитовые сланцы с редкими прослоями песчаников 4,3

2. Серые полосчатые мелкозернистые песчаники	2,7
3. Зеленовато-серые мелкозернистые среднеплитчатые песчаники	12
4. Зеленовато-серые массивные мелкозернистые песчаники	30
5. Зеленовато-серые мелкозернистые среднеплитчатые песчаники	10
6. Мелкозернистые серовато-зеленые песчаники с прослоями углеродистых сланцев	9
7. Неравномерное чередование песчаников и полосчатых песчанистых сланцев	6
8. Массивные темно-серые мелко- и среднезернистые песчаники	2

Общий облик рассматриваемого фрагмента определяется преобладанием темноокрашенных (зеленовато-серых и серых) мелко- и среднезернистых песчаников, трассирующихся непосредственно от устья р.Гаревки на Красный мыс.

В песчаниках верхнегаревской подсвиты Б.Д.Аблизиним и др. отмечено присутствие знаков ряби и косо́й слоистости, характерной по Л.Н.Ботвинкиной, для отложений прибрежно-морского мелководья. Иногда удается наблюдать пачки неравномерного пологоволнистого чередования зеленовато-серых мелкозернистых алевролитов и серых крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность прослоев различных литологических типов пород в этих пачках составляет от 1 до 3-5 см. В ряде прослоев присутствует тонкая горизонтальная, пологая косая или линзовидно-косая слоистость (рис. 30)

Обнаженные на Плакун камне песчаники верхнегаревской подсвиты прослеживаются по простиранию на левом берегу Серебрянки непосредственно в урзе реки вниз по течению от устья р.Гаревки примерно на 100 м. Здесь в них можно видеть различные типы слоистости. В целом преобладают массивные, неслоистые или с тонкой горизонтальной слоистостью разности песчаников; мощность их интервалов составляет до 50 см и более. Они разделены микропачками (10-40 см) тонкого чередования алевролитов и песчаников с пологоволнистой и линзовидно-косой слоистостью. В средней части подобных микропачек присутствуют интервалы с “изолированными знаками ряби”. В виде линз размером до 30-40x10-15 см в песчаниках присутствуют конгломерато-брекчии (рис. 31). Обломки в них представлены уплощенными или овальными пластинками черных массивных или неотчетливо слоистых мелкозернистых алевролитов (фосфоритов?), имеющими беспорядочное распределение; общее количество обломков не превышает 25-35%. Матрикс в конгломерато-брекчиях представлен средне- и крупнозернистым песчаным материалом. Признаки эрозии подстилающих отложений отсутствуют.

Гаревская свита серебрянской серии охарактеризован редкими микрофоссилиями *Balinella faveolata Schep.*, *Margominuscula rugosa Naum.* [Стратиграфические..., 1993].

Койвинская свита объединяет пестроцветные глинистые и алевроито-глинистые сланцы, алевролиты, кремновые и бордовые известняки, доломиты и доломи-

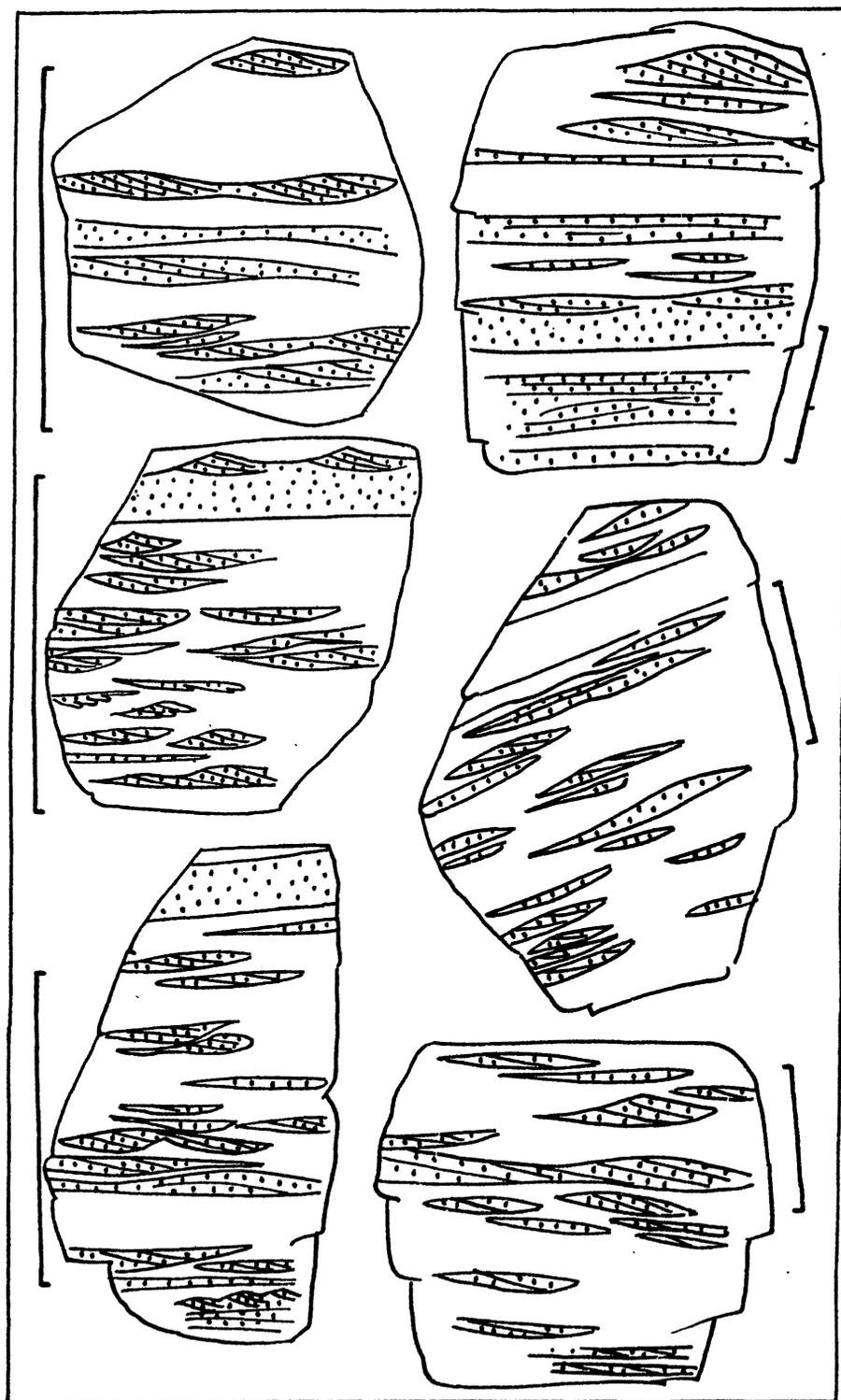


Рис. 30. Текстурные особенности песчаников верхнегаревской подсвиты гаревской свиты. Фрагменты разреза по левому берегу р.Серебрянки, непосредственно у уреза воды ниже устья р.Гаревки. Масштаб линейки 10 см.

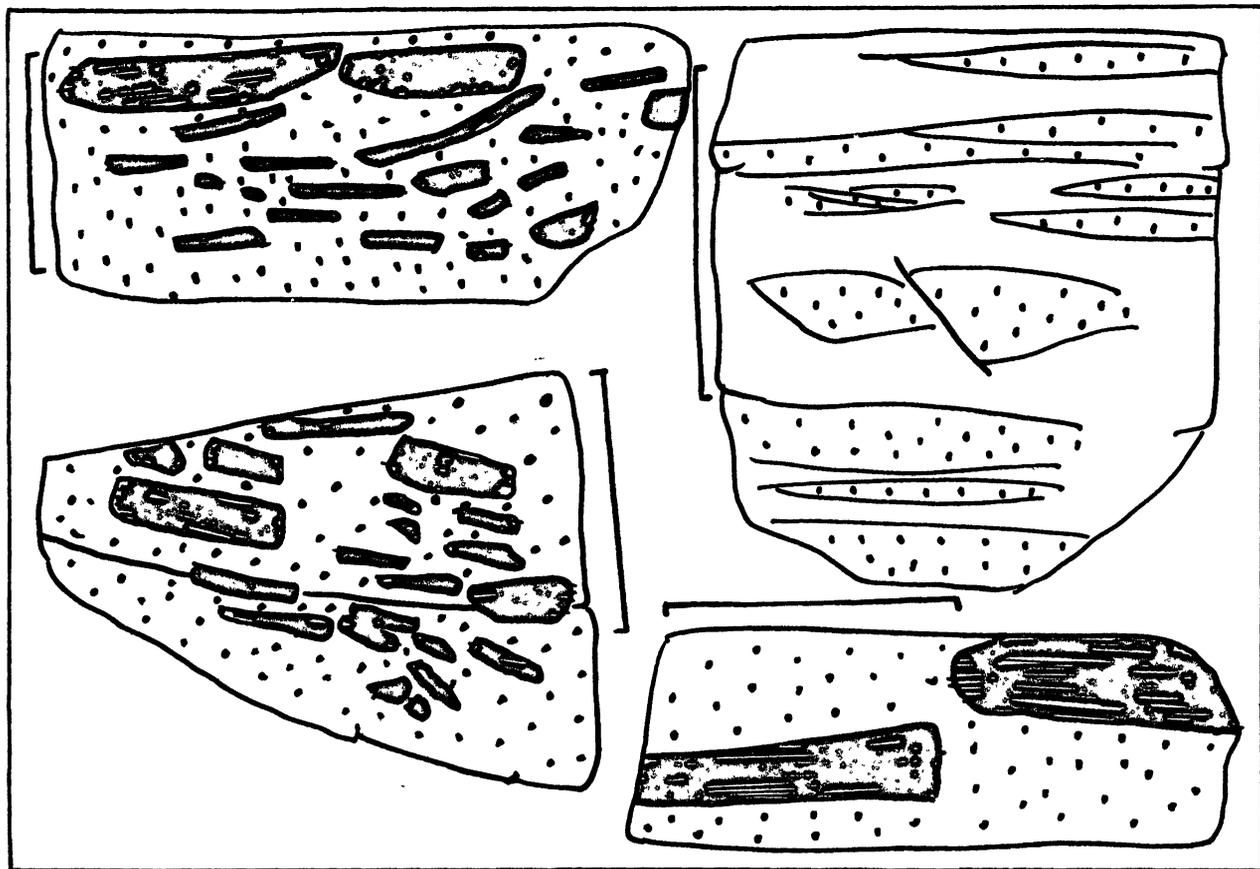


Рис. 31. Фрагменты темноокрашенных алевролитов (фосфориты?) в песчаниках верхнегаревской подсвиты гаревской свиты нижнего венда. Обнажения в урзе правого берега р.Серебрянки несколько ниже устья р.Гаревки. Длина линейки 10 см.

тизированные известняки. Мощность отложений свиты в Серебрянском разрезе составляет 200-250 м. Нижняя граница свиты постепенная; она проводится по появлению пестроокрашенных глинистых сланцев и исчезновению прослоев песчаников.

Нижняя часть разреза койвинской свиты хорошо обнажена на правом берегу р.Серебрянки в районе устьев ручьев Малый и Большой Потяж.

<Object* 10>

Здесь можно видеть зеленовато-серые, голубовато-зеленые и вишнево-красные глинистые сланцы с прослоями пелитоморфных известняков. Мощность описанного фрагмента койвинской свиты составляет около 150 м [Верхний рифей..., 1982].**

Верхняя часть разреза койвинской свиты, непосредственно ниже черных сланцев вышележащей бутонской свиты, обнажена в районе Волчьего мыса на правом борту долины р.Серебрянки.

см. <Object* 10>

Мощность данного фрагмента не превышает 60 м; основная роль принадлежит здесь пестроокрашенным сланцам, среди которых в виде прослоев присутствуют пелитоморфные известняки и доломиты розовой, красно-коричневой или кремовой окраски. Несколько ниже устья Мал. и Бол.Потяжей в крутом скальном выходе наблюдаются стоящие почти “на головах” вишневые алевросланцы с тонкой слоистостью, подчеркнутой пропластками (1-3 мм через 5-7 мм) зеленовато-серых мелкооскольчатых алевролитов. Ниже по течению вишневые алевросланцы сменяются зеленовато-серыми их разностями с тонкими прослоями известняков. Мощность этой пачки составляет около 15-20 м. Далее обнажена 2-3-метровая пачка чередования алевросланцев, серых пелитоморфных известняков (мощность прослоев 5-6 см) и желтовато-серых (на выветрелой поверхности) их разностей. В верхней части этой пачки среди известняков появляются прослои серых глинистых сланцев. Выше по склону данная пачка перекрыта листоватыми темно-серыми глинистыми сланцами с редкими маломощными прослоями алевролитов (бутонская свита).

В более северных разрезах в составе свиты появляются тиллитовидные конгломераты и вулканыты (дворецкий комплекс); мощность свиты по сравнению с разрезами по р.Серебрянке возрастает в 2-3 раза, достигая 550-700 м. Дворецкий комплекс слагается преимущественно туфами и туфогенно-осадочными породами; в подчиненном количестве наблюдаются трахибазальты, трахиандезиты, трахипариты и ультраосновные породы. Вулканогенные породы характеризуются отчетливо выраженной щелочной спецификой. Содержание TiO_2 в основных вулканитах достигает, по данным Н.А.Румянцевой и Ю.Р.Беккера [Карта докембрийских..., 1983], пяти и более процентов.

Изучение состава обломочного материала редкогалечниковых конгломератов койвинской свиты показало преобладание среди обломков в восточных разрезах фрагментов кварцитов и кварцито-песчаников, тогда как в западных разрезах основную роль играют обломки карбонатных пород [Верхний рифей..., 1982].

Отложения танинской, гаревской и койвинской свит соответствуют, по мнению Ю.Р.Беккера [Карта докембрийских..., 1983], диамиктитовой формации. Основной тип пород здесь - редкогалечниковые конгломераты, ассоциирующие с ленточнополосчатыми сланцами, песчаниками и пестроцветными карбонатными породами. Тонкополосчатые сланцы гаревской свиты "несколько напоминают варвы". По данным Ю.Р.Беккера, обломочный материал в диамиктитах представлен в основном породами местного происхождения. Характер строения разрезов рассматриваемых образований и текстурно-структурные особенности пород указывают на их континентальный генезис. Здесь можно видеть моренные образования (редкогалечниковые конгломераты танинской свиты), ленточные глины (тонкополосчатые сланцы нижнегаревской подсвиты) и, предположительно, озерно-ледниковые отложения (койвинская свита).

Бутонская свита слагается преимущественно темноокрашенными (темно-серыми и черными) углеродисто-глинистыми и глинистыми сланцами; в верхней части среди сланцев появляются прослойки мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников. В резко подчиненном количестве в разрезах свиты встречаются известняки. Данный уровень серебрянской серии, также как и нижнегаревская подсвита, характеризуется повышенными содержаниями P_2O_5 (~1-2%, при средних содержаниях на уровне 0,1%).

С подстилающими и перекрывающими образованиями бутонская свита связана постепенными переходами [Верхний рифей..., 1982].

На правом берегу р.Серебрянка, несколько ниже по течению Волчьего мыса, можно видеть фрагмент разреза верхней части бутонской свиты общей мощностью около 70 м

см. <Object* 10>

Нижняя часть свиты срезана здесь тектоническим нарушением (см. рис. 29). Для данного уровня характерны колонии форм *Contextus bullatus* Andr., типичные для полесской и вольнской серий запада Русской платформы, ламинаритовые пленки *Laminarites antiquissimus* Eichw. и микрофоссилии *Obruchevella gigantea* V. Gol. et M.Bel., *O. condensata* Lin., *O. magna* V.Gol. et M.Bel., *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфические..., 1993; Стратиграфический словарь..., 1994; и др.].

Керноская свита объединяет полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники и гравелиты, углеродисто-глинистые сланцы; в подчиненном количестве в ее разрезах присутствуют известняки и известковистые песчаники.

В 120-130 километрах севернее серебрянского разреза, в бассейне р.Усьвы юго-западнее пос.Троицкого, в составе верхнекерносской подсвиты С.В.Младших закартированы вулканогенные образования (шпалорезовский комплекс): туфы, туффиты, лавобрекчии, лавы трахибазальтовых порфиритов. Максимальная их мощность достигает 720 м [Верхний рифей..., 1982]. По данным А.М.Зильбермана и др. [1976, 1980] и Б.К.Ушкова с соавторами [1976], в шпалорезовском комплексе наряду с трахибазальтами присутствуют ультраосновные породы и карбонатиты.

Мощность отложений керносской свиты варьирует от 300 до 1500 м. По особенностям литологического состава свита подразделяется на нижне- и верхнекерносскую подсвиты.

Нижнекерноская подсвита объединяет полевошпато-кварцевые и аркозовые песчаники с прослоями гравелитов (часто с обломками фосфоритов) и сланцев (глинистых, углеродисто-глинистых и песчанисто-алевритовых). С подвстилающими отложениями бутонской свиты породы нижнекерносской подсвиты связаны постепенным переходом. Мощность нижней подсвиты керносской свиты составляет 200-300 м.

В разрезах бутонской свиты и нижнекерносской подсвиты чередование сланцев и песчаников в ряде случаев имеет ритмичный характер (мощность ритмов до 2 м) [Карта докембрийских..., 1983]; наряду с этим данные уровни серебрянской серии содежат и более или менее однородные пачки песчаников.

В районе д.Серебрянка нижнекерноская подсвита имеет типично "керносский" облик [Верхний рифей..., 1982]. Коренные выходы пологопогружающихся на юго-запад полевошпато-кварцевых песчаников и гравелитов с обломками (в отдельных прослоях) фосфоритов, полосчатых песчаников с прослоями углеродисто-глинистых сланцев и неравнозернистых аркозовых песчаников прослеживаются по правому борту долины р.Серебрянка от Россыпного камня вниз по течению на расстояние около 500 м. Юго-западнее вышележащие образования нижнекерносской подсвиты слагают крутое, опрокинутое на запад, крыло антиклинальной складки. Непосредственно у реки эта часть разреза имеет недостаточно хорошую обнаженность; здесь можно видеть лишь отдельные скальные выходы аркозовых и полевошпато-кварцевых массивных аркозовых и полевошпато-кварцевых песчаников (см. <Object* 12>). Наиболее высокие уровни нижнекерносской подсвиты, на которых с перерывом залегают редкогалечниковые конгломераты сылвицкой серии, представлены буровато-серыми разно- и крупнозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками и гравелитами; мощность их около 4 м.

Породы этого уровня можно видеть и на северной окраине деревни в обнажениях на горе Камешек.

<Object* 11>

Самые нижние уровни представлены здесь полого-падающими на запад серыми, буровато-серыми и светло-серыми крупно- и грубозернистыми средне- и крупно-плитчатыми полевошпато-кварцевыми и субаркозовыми кварцитовидными песчаниками со среднемасштабной косо́й прямолинейной перекрестной слоистостью, подчеркнутой в основном тонкими трещинками (рис. 32). Видимая мощность их около 10 м. На них согласно залегает пачка тонкоплитчатых буровито-серых мелко- и среднезернистых песчаников с тонкой субгоризонтальной слоистостью и неровными бугристыми поверхностями напластования (2-2,5 м). Выше обнажены зеленовато-серые алевролиты с прослоями (до 7 см) глинистых (?) алевролитов (мощность данной микропачки 1-1,5 м). Далее можно видеть вторую гряду кварцитовидных светло-серых крупно- и среднезернистых полевошпато-кварцевых песчаников, имеющих преимущественно массивный облик. Изредко среди них наблюдаются прослои кварцитовидных песчаников с мелко- и среднемасштабной однонаправленной косо́й слоистостью, разделенные интервалами массивных разностей.**

В разрезе по р.Серебрянке у одноименной деревни отсутствуют отложения верхнекерносской подсвиты. Редкогалечниковые конгломераты базальных уровней старопечнинской свиты сылвицкой серии залегают на породах нижнекерносской подсвиты. Отложения верхнекерносской подсвиты появляются на дневной поверхности из-под поверхности размыва только севернее, примерно от широты р.Сылвицы. Мощность их варьирует от менее 100 до 900-1200 м.

Верхняя подсвита керносской свиты объединяет полевошпато-кварцевые и известковистые песчаники, углеродисто-глинистые сланцы, кварц-карбонатные брекчии, конгломераты и известняки.

Отложения верхнекерносской подсвиты отнесены Ю.Р.Беккером [Карта докембрийских..., 1983] к формации дикого флиша. Ее характерными особенностями является присутствие многочисленных оползневых текстур, специфических глинистых пачек со складками оползания и карбонатных мегабрекчий (2-3-метровые глыбы и блоки известняков в рассланцованном глинистом матриксе).

Сылвицкая серия (стратотипические разрезы по р.Сылвице) объединяет старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты (см. рис. 28). Мощность отложений серии составляет 2600-2900 м [Стратиграфические..., 1993]. На подстилающих отложениях серебрянской серии сылвицкая серия залегает с разрывом; верхняя ее граница с силурийскими (?) или среднедевонскими образованиями несогласная [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфические..., 1993].

Старопечнинская свита представлена преимущественно зеленовато- или желтовато-зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами, в подчиненном

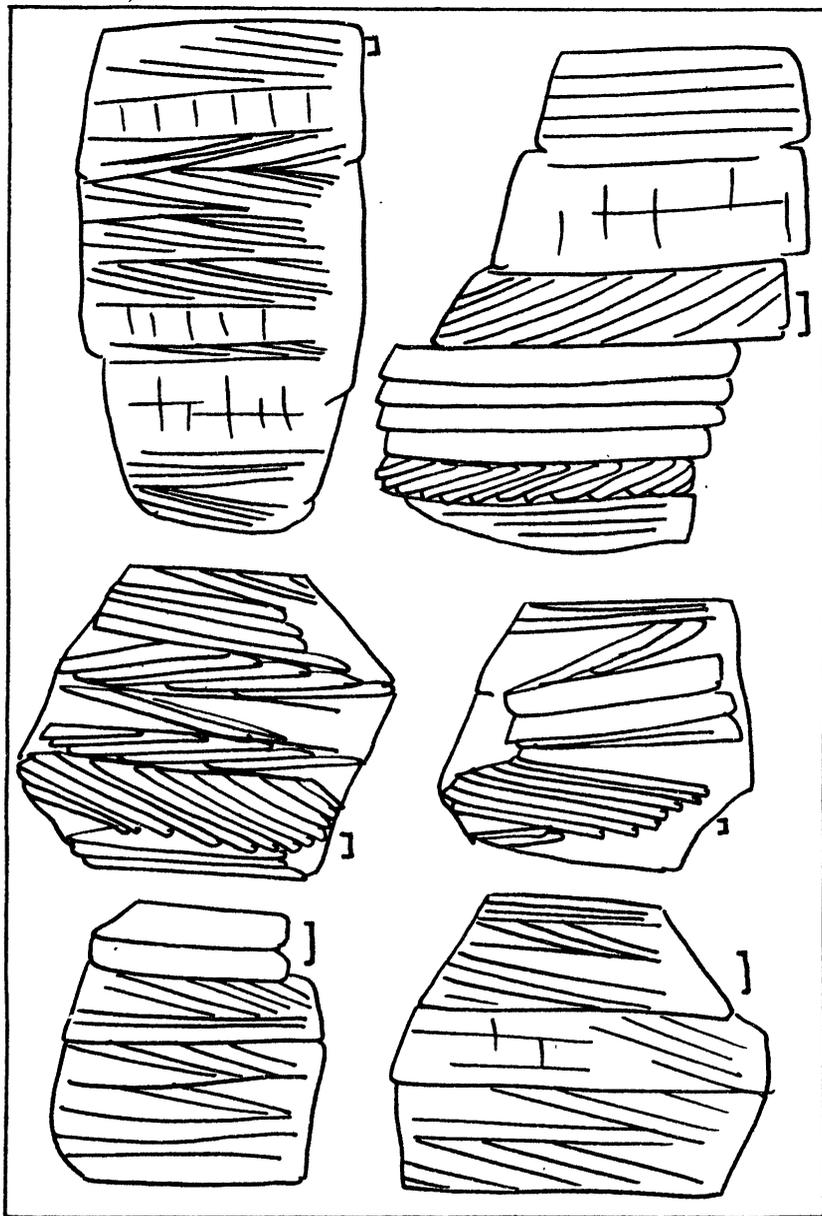


Рис. 32. Текстурные особенности песчаников верхней части нижне-керносской подсвиты керносской свиты. Фрагменты разреза на горе Камешек на северной окраине д.Серебрянка. Масштаб линейки 10 см.

количестве присутствуют прослои мелкозернистых песчаников. В нижней части свиты залегают редкогалечниковые конгломераты, серо-зеленые (“грязные”) алевролиты и аргиллиты, а также гравийно-галечниковые конгломераты, что позволяет выделять в составе старопечнинской свиты две подсвиты - нижнюю конгломератовую и верхнюю алевролитно-аргиллитовую.

На правом берегу р.Серебрянки непосредственно в деревне Серебрянка, примерно в 200 м выше плотины бывшего Серебрянского пруда (ниже кочегарки местной школы) наблюдаются скальные выходы средне- и крупнозернистых массивных или неясно-, тонко-, субгоризонтальнослоистых светло-серых полевошпато-кварцевых и субаркозовых песчаников нижнекерносской подсвиты, слагающих, как указывалось выше, крутое опрокинутое на запад крыло небольшой антиклинали. Далее вниз по течению склон задернован на протяжении около 60 м. Этот интервал, к западу от скальных выходов песчаников, был вскрыт канавой при геолого-съёмочных работах Е.Ф.Пинегина, Б.Д.Аблизина и др. Почти на всем его протяжении наблюдались полевошпато-кварцевые песчаники нижнекерносской подсвиты с пропластками углеродисто-глинистых сланцев; в конце его на песчаниках залегают редкогалечниковые конгломераты (6,3 м) с валунами и гальками пород керносской свиты, плагиогранитов (редко) и фосфоритов. Выше них Б.Д.Аблизиним и др. описаны темные зеленовато-серые алевролиты и аргиллиты (7 м) и гравийно-галечниковые конгломераты (0,7 м). Колебания по простиранию мощности базальных редкогалечниковых конгломератов (от 3 до 8 м) указывают на заполнение или палеорельефа в нижнекерносских песчаниках.

В настоящее время ниже по течению последних скальных выходов нижнекерносской подсвиты и почти вплоть до разрушенной плотины Серебрянского пруда наблюдаются небольшие коренные выходы редкогалечниковых конгломератов, “пудинговых” гравелитов, алевролитов и глинистых сланцев нижней части старопечнинской свиты.

Далее разрез старопечнинской свиты (ее средней и верхней частей) наращивается по левому борту долины р.Серебрянка (к западу от плотины).

<Object* 12>

Здесь можно видеть смятые в небольшие (в том числе опрокинутые) складки тонкоплитчатые желтовато-зеленые и табачные глинистые мелко- и крупнозернистые алевролиты и листоватые глинистые сланцы. Изредко среди них присутствуют маломощные (10-40 см) прослои светло-серых с буроватыми точками массивных или тонко-, горизонтальнослоистых песчаников. В средней части верхней подсвиты старопечнинской свиты появляются пакеты и пачки аргиллитов вишневой и красно-коричневой окраски. Смена их вверх по разрезу темно-серыми алевролитами маркирует постепенный переход к отложениям перевалокской свиты.**

По данным Ф.А.Курбацкой [Верхний рифей..., 1982], среди алевролитов нижней части старопечнинской свиты встречаются прослой (2-12 см) пластовых и желваковых фосфоритов (содержание P_2O_5 в желваках достигает 25%).

В породах старопечнинской свиты установлены следующие микрофоссилии *Strictosphaeridium sinapticuliterium* Tim., *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.), *L. crassa* (Naum.), *Spumosina rubiginosa* (Andr.). [Стратиграфические..., 1993]. По данным Б.Д.Аблизина и др., в ряде разрезов старопечнинской свиты алевролиты содержат оболочки *Orygmato-sphaeridium rubiginosum* (Tim.) Andr., типичные для реджинской свиты валдайской серии [Верхний рифей..., 1982; Стратиграфический словарь..., 1994].

Перевалокская свита слагается темно-серыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми алевролитами и алевроаргиллитами; в верхней части преобладают мелкозернистые полевошпато-кварцевые песчаники. Мощность свиты составляет 200-300 м. По данным Б.Д.Аблизина и др. [Верхний рифей..., 1982], обобщенный разрез перевалокской свиты по р.Серебрянке ниже одноименной деревни имеет следующий вид:

Мощность, м

1. Темно-серые слюдистые алевролиты с редкими маломощными (до 1-10 см) прослоями фосфоритов (содержание P_2O_5 до 19,5%)150
2. Темно- и буровато-серые, полосчатые слюдистые алевролиты с единичными прослоями фосфоритов100
3. Буровато-серые полосчатые слюдистые песчаники20

Представительные фрагменты разреза перевалокской свиты можно видеть на юго-западной окраине д.Серебрянка на правом борту долины у автодорожного моста.

<Object* 13>

На протяжении 80-100 м здесь обнажены темно-серые тонкоплитчатые мелкозернистые слюдистые алевролиты. Разрез наращивается после поворота долины р.Серебрянки на юго-восток - на левом борту почти на протяжении 800 м обнажены темно-серые и почти черные интенсивно рассланцованные и смятые в небольшие складки слюдистые алевролиты и алевритистые глинистые сланцы. Слоистость в породах тонкая горизонтальная, подчеркнутая чередованием прослоев незначительно варьирующих зернистости и окраски.**

Чернокаменная свита сложена ритмично чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, общей мощностью до 1500-1600 м. В отличие от подстилающих образований для данного уровня сыльвицкой серии типично тонкое флишоидное переслаивание различных типов пород, присутствие иероглифов (струи течения и т.п.), знаков ряби, а также наличие небольших рулетоподобных образований - текстур подводно-оползневой генезиса [Клюжина, 1963; Верхний рифей..., 1982].

Чернокаменная свита по литологическому составу подразделяется на две подсвиты - нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита слагается однообразным ритмичным чередованием фисташково-зеленых и вишнево-красных аргиллитов, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность прослоев алевролитов и песчаников не превышает 10-15 см. По данным Ю.Р.Беккера [1980], на поверхностях напластования песчаников присутствуют язычковые гиероглифы и слепки струй стекания. Общая мощность подсвиты варьирует от 800 до 1500 м.

Верхнечернокаменная подсвита объединяет зеленовато-серые песчаники, пестроцветные алевролиты и аргиллиты, находящиеся в ритмичном переслаивании. На верхних поверхностях напластования песчаников наблюдаются симметричные знаки ряби; нижние обнаруживают присутствие бугристых гиероглифов. Ю.Р.Беккером [1980] отмечено присутствие в алевролитах текстур оползания и мелких синседиментационных складок, "рулетов" и т.п.; здесь же наблюдаются косослоистые текстуры. Для аргиллитов характерно присутствие отпечатков капель дождя (?).

Из отложений данного уровня в бассейне р.Койвы (верховья Широковского водохранилища) Ю.Р.Беккером [1980] описаны отпечатки бесскелетных ископаемых - *Tirasiana disciformis* Pal., *T. cf. coniformis* Pal., *T. centralis* Beck., *T. cokerdus* sp. nov., *Nemiana simplex* Pal.

Изотопный возраст даек габбро-диабазов, рвущих чернокаменскую свиту составляет 590+/-20 и 630+/-15 млн.лет (К-Аг метод) [Беккер, 1980; Стратиграфический словарь..., 1994].

Усть-сылвицкая свита представлена пестроцветными (красновато-бурыми, зеленовато-серыми, сиреневыми и красно-коричневыми) мелко- и среднезернистыми песчаниками (преобладают), алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты составляет от 250 до 350 м [Стратиграфические..., 1993]. Усть-сылвицкая свита, также как и в ряде мест чернокаменная [Беккер, 1980], с размывом перекрыта песчаниками такатинской свиты среднего девона. На широте р.Серебрянки она полностью выпадает из разреза.

Из терригенных пород усть-сылвицкой свиты описаны следующие микрофоссилии - *Bavlinella faveolata* (Schep.), *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.), *L. simplex* (Naum.).

В приустьевой части р.Койвы (район с.Усть-Койва) Ю.Р.Беккером [1980] на поверхности песчаников усть-сылвицкой свиты найдены рельефные слепки *Arumberia banksi* (Glaes. and Walt.), что позволяет, с учетом находок Metazoa из отложений чернокаменной свиты и данных изотопных определений возраста даек диабазов, рассматривать возраст верхних горизонтов сылвицкой серии как вендский.

IV. ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Местонахождения докембрийских тиллоидов рассеяны вдоль западного склона Урала, от Полярного Урала на севере до р. Белой на юге. Некоторые из них, например тиллоиды моллюдмусюрской свиты Полярного Урала [Белякова, 1972] и тиллоиды айской свиты около г.Кусы [Чайка, 1965; и др.] плохо изучены и истинная их природа еще не ясна. Наиболее изучены и представляют наибольший интерес тиллиты и тиллоиды Поллюдова Кряжа, Среднего Урала и р.Белой на Южном Урале.

В докембрийских отложениях Среднего Урала тиллоиды широко распространены в серебрянской серии и в основании вышележащей сыльвицкой серии - старопеченской свите [Младших и Аблизин, 1967].

Серебрянская серия большинством исследователей частично или полностью сопоставлялась с чурочинской свитой Поллюдова Кряжа. Основанием для этого служило присутствие тиллоидов в обоих стратиграфических подразделениях, а также то обстоятельство, что покрывающие их отложения хорошо сопоставляются между собой по геохронологическим и геологическим данным [Келлер, 1966; Младших и Аблизин, 1967; Боровко, 1967; Аблизин и др., 1969, 1982; Чумаков, 1978б; Младших, 1983; Chumakov, 1992; и др.].

Корреляция последних в целом не вызывает существенных сомнений, однако новые наблюдения показали, что сама чурочинская свита, в отличие от серебрянской серии, связана с вышележащими отложениями очень постепенным переходом. Поэтому по своему стратиграфическому положению чурочинская свита ближе к старопеченской свите. С нижней тиллоидной подсвитой последней ее и следует, по-видимому, параллелизовать, вслед за Ю.Беккером [1988]. Аналогии серебрянской серии на Поллюдовом Кряже очевидно отсутствуют. Здесь им может соответствовать перерыв между чурочинской и устьчурочинской свитами. Исходя из этого, а также корреляций с лапландским гляциогоризонтом венда стратотинической местности, серебрянская серия и нижняя подсвита старопеченской свит могут быть отнесены к нижнему венду. Это подтверждается недавними находками микрофоссилий *Obruchevella condensata Lui*, *O. magna Golovenok et Belova* and *O. gigantea Golovenok et Belova* в бутонской свите, согласно покрывающей койвенскую свиту [Головенко и др., 1989]. В отложениях согласно перекрывающих старопеченскую свиту найдены также *Laminarites antiquissimus Eichw.* и достаточно многочисленные остатки метазоа из групп *Tirasiana*, *Nemiana* и *Arumberia* [Беккер, 1988], которые типичны для нижней части верхнего венда Русской платформы и Австралии [Соколов, Федонкин, 1985].

Тиллоиды в серебрянской серии встречаются главным образом на двух уровнях: повсеместное в основании серии (танинская свита) и на более ограниченной площади в средней части серии (койвинская свита). Эти тиллоиды разде-

лены толщей полосчатых сланцев и песчаников мощностью несколько сотен метров (гаревская свита). Современная площадь распространения тиллоидов - приблизительно 300 x 50 км.

Танинская свита сложена главным образом тиллоидами. В подчиненном количестве в ней присутствуют песчаники, сланцы, доломитовые известняки и графитобазальты. В южной части Среднего Урала в танинской свите выделено три пачки (рис. 33). Нижняя (мощностью от 400 до 500 м) и верхняя (25-80 м) и состоят в основном из тиллоидов, а средняя (23-13 м) сложена песчаниками и сланцами [Аблизин и др., 1982; Младших, 1983].

Тиллоиды танинской свиты образуют однородные пачки - от нескольких десятков до 450 м мощностью и имеют характерный лиловатый облик, в темно-серой, реже неслоистой, несортированной, рассланцованной песчано-глинистой основной массе незакономерно рассеяны в различной степени окатанные камни размером от гравия до 3,5 м в поперечнике. Наряду с местными породами встречаются эрратические валуны разнообраных гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов, среди которых присутствуют лагнитограниты. Эти породы неизвестны в прилегающей полосе Урала и, очевидно, происходят из кристаллического фундамента Русской платформы. На справедливость такого предположения указывает то, что содержание и размер гранитных и гнейсовых обломков в танинских тиллоидах и общая мощность тиллоидов в юго-западном направлении сильно возрастает, а сопровождающие их песчаники из полевошпато-кварцевых становятся аркозовыми [Курбацкая и Аблизин, 1970]. Кроме этого главного источника можно предполагать наличие дополнительных источников сноса на востоке, в пределах Урала.

В основании и верхней части танинской свиты на р.Серебрянке среди массивных тиллоидов встречаются тиллоиды, содержащие признаки неясной и неправильной слоистости. Кроме того, в составе встречающихся здесь небольших пачек тонкослоистых и ритмичнотонкослоистых сланцев, тиллоиды изредка образуют самостоятельные пласты, мощностью от 0,03 до 1 м. В основании свиты в сланцах встречен пласт тиллоидов мощностью 5м.

В тонкослоистых сланцах верхней части свиты иногда наблюдаются одиночные камни и упавшие камни (дропстоуны) {alone and dropstones} до 5 см длиной. Дропстоуны сопровождаются типичными деформациями вмещающих слоев.

Средняя пачка танинской свиты у поселка Серебрянка имеет мощность около 100 м. За исключением верхних 13 м сложенных сланцами она состоит из мелкозернистых слоистых или чаще тонкозернистых полевошпатовых кварцевых песчаников. Мелкая волнистая слоистость песчаников подчеркнута тонкими (0,5-2 мм) прослойками черного слюдистого алевролита и напоминает climbing ripple и ripple-drift lamination. К северу, востоку и югу от поселка Серебрянка

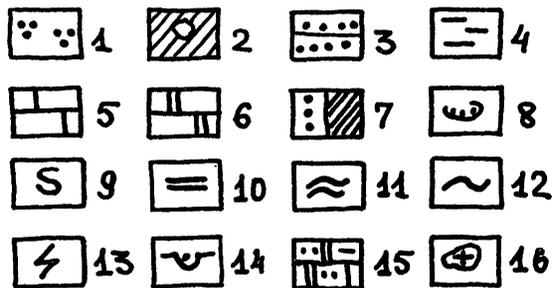
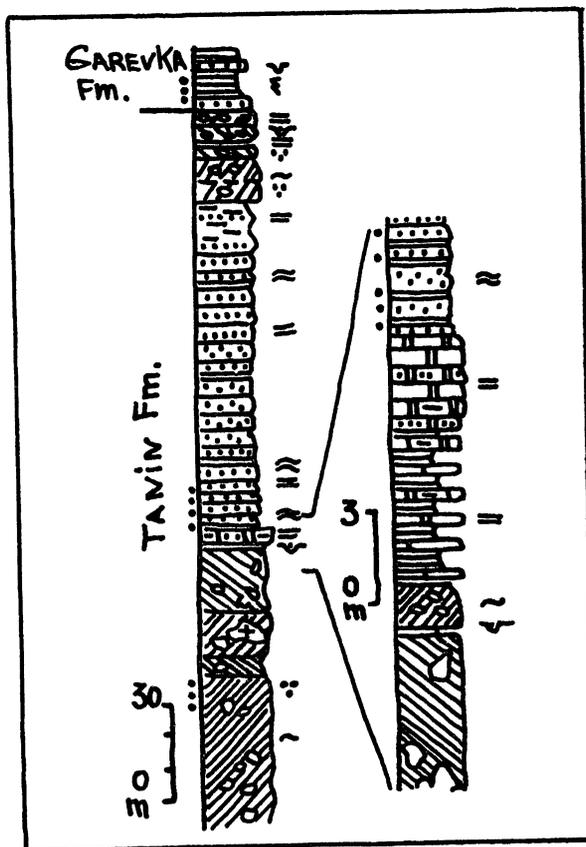


Рис. 33. Разрез верхней части танинской свиты нижнего венда. Левый берег р.Серебрянки выше д.Серебрянка [Чумаков, 19786]; справа - детальный разрез зоны перехода отнижней подсвиты танинской свиты к верхней.

Условные обозначения: 1- гнезда камней; 2- алевритистые тиллиты; 3- песчаники; 4- алевролиты и глинистые сланцы; 5- известняки; 6- доломиты; 7- окраска пород: слева - черная, справа - красноцветная; 8- деформированные фрагменты осадочных пород; 9- оползневые деформации; 10- горизонтальная слоистость; 11- волнистая слоистость; 12- неправильная и неотчетливая слоистость; 13- градационная слоистость; 14- дропстоуны; 15- карбонатные породы с терригенной примесью; 16- обломки магматических пород.

песчаники средней пачки постепенно замещаются песчано-алевролитовыми и алевролитовыми сланцами [Аблизин и др., 1982], при этом мощность пачки сокращается местами до 23 м [Младших, 1983]. В разрезе у поселка Таны на р. Межевой Утке, в танинской свите наблюдаются ритмично построенные песчано-сланцевые пачки с градационной слоистостью, мелкими оползневыми деформациями, признаками косой слоистости в песчаниках, следами размывов и нагрузки (load casts) в основании. Эти породы явно имеют турбидное происхождение.

В основании и в кровле нижней тиллоидной пачки танинской свиты среди сланцев встречаются тонкие (0,15-1 м, в одном случае 3 м) прослои бурых, глинистых доломитизированных известняков, нередко весьма тонкослоистых. К основанию пачки свиты приурочены также тела метаморфизованных трахибазальтов.

Разрезы койвинской свиты чрезвычайно изменчивы и по мощности и по составу образующих их пород. Мощность свиты увеличивается с юга на север, от 12 м на р. Межевая Утка до 700 м на р. Косьва [Аблизин и др., 1982]. В южной части Среднего Урала свита сложена главным образом тонкослоистыми пестроцветными аргиллитами, алевролитами и мергелями с прослоями известняков и доломитов. Севернее, на р. Койва в верхней части свиты появляются пачки красноватых и лиловатых тиллоидов, шоколадных и красно-бурых тонко и ритмично переслаивающихся аргиллитов и алевролитов с мелкими рассеянными камнями lone stones, прослои полевошпатовых кварцевых песчаников и черных глинистых сланцев. Еще севернее от р. Кусьи в койвинской свите спорадически появляются пачки базальтовых порфиритов, их туфов и полосчатых гематитовых сланцев.

Помимо преобладающей красноцветной окраски койвенские тиллоиды отличаются от тиллоидов танинской свиты составом камней. В песчано-алевролитовом, иногда слабо слоистом матриксе, они содержат беспорядочно рассеянные в количестве 3-15% различной величины камни лиловатых и серых кварцитов, кварцевых песчаников, доломитов, известняков, гранитоидов, черных глинистых сланцев, зеленых метаморфизованных основных эффузивов и габбро-диабазов. Фрагменты последних достигают в длину 1,7 м, а гранитов - 0,7 м. Численно преобладает мелкая галька. Камни сходного состава располагаются иногда рядом, образуя группы по 2-3 обломка. Окатанность камней разная и колеблется от 0 до 3 баллов, однако в среднем не превышает 1-2 баллов.

Обломки сланцев характеризуются наименьшей окатанностью, а гранитов, кварцевых песчаников и габбро-диабазов - наибольшей. Иногда в песчано-алевролитовых тиллоидах встречаются крупные (1,5x3 м) каплевидные тела песчанистых тиллоидов с разорванными и деформированными реликтами тонких

песчаных прослоев (рис. 34). На р. Койве тиллоиды слагают однородную пачку не менее 100-150 м мощностью, которая подстилается пачкой красно-бурых ритмично тонкослоистых алевритов и аргиллитов. В нижней части этой тонкослоистой пачки содержатся рассеянный гравий, крупные песчинки и редкие мелкие гальки. Здесь же залегает пласт красно-бурых тиллоидов мощностью около 5 м.

На р. Усьве в койвинской свите между двумя пачками серых тиллоидов и несколько выше тела базальтовых порфиринов залегает пачка полосчатых гематитовых сланцев (рис. 35). Среди лиловатых и красно-бурых железистых неотчетливо слоистых сланцев здесь залегают два рудных пласта с повышенным содержанием железа (до 25%). Они характеризуются тонкой ленточной ритмической слоистостью. Мощность отдельных ритмов колеблется от 1 до 30 мм. В основании ритмов сланцы содержат большую примесь алевропелитового материала и имеют яркую красно-бурую окраску. В кровле ритма количество гематита в сланцах постепенно увеличивается и они приобретают темный лило-ватокоричневый оттенок. Нижняя часть верхнего рудного пласта осложнена дисгармоничными лежащими складками, сопровождающимися пластическим растяжением слоев. Местами слои разорваны и образуют небольшие "будины". Аналогичные деформации явно оползневого характера встречаются и во вмещающих железистых сланцах. Пласт сильно глинистых разномерных песчаников с рассеянной мелкой галькой залегает в кровле железистых сланцев и указывает на постепенный согласный контакт железистых сланцев и вышележащих тиллоидов.

В восточном направлении в верховьях рр. Койва, Вильва, Усьва серебрянская серия испытывает значительные фациальные изменения и уменьшается в мощности. Одновременно увеличивается степень ее метаморфизма. Нижняя часть серебрянской серии выделяется здесь под именем вильвинской свиты [Аблизин и др., 1982]. Предполагается, что вильвинская свита соответствует танинской, койвенской и разделяющей их гаревской свитами. В нижней части вильвинской свиты залегают серицитовые, серицит-хлоритовые и магнетит-гематитовые сланцы и измененные вулканогенные породы основного состава. Содержание Fe_2O_3 в некоторых из наиболее богатых магнетитом сланцах достигает 50-60% [Аблизин и др., 1982]. Средняя часть вильвинской свиты сложена сильно рассланцованными тиллоидами (метатиллоидами), переслаивающимися с филлитизированными нередко тонкослоистыми и полосчатыми сланцами. Вильвинские метатиллоиды отличаются от танинских малым количеством, меньшими размерами и большим разнообразием камней. Последние в значительной степени представлены разными кварцито-песчаниками, хотя встречаются также карбонатные породы (доломиты), основные, эффузивные и интрузивные породы и граниты. Другой важной особенностью вильвинских метатиллоидов является их переслаивание, иногда многократное с полосчатыми слан-

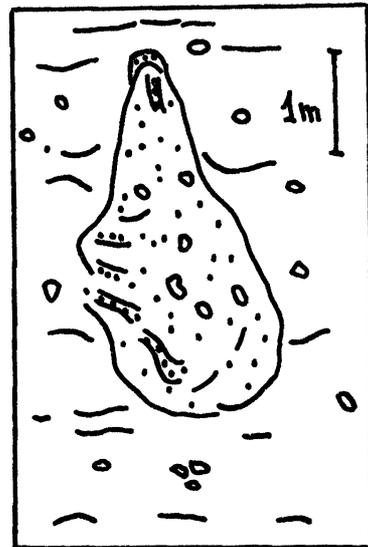
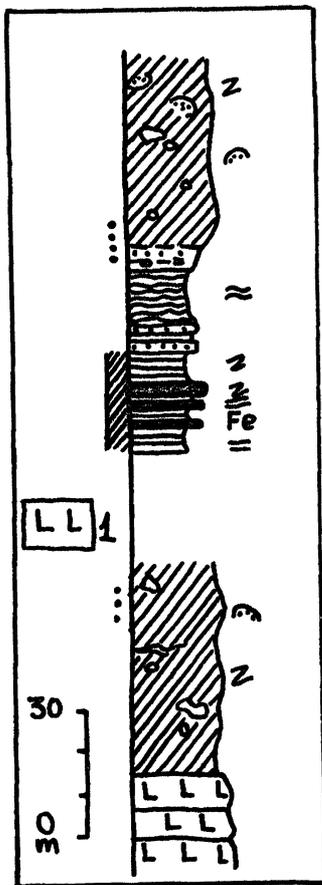


Рис. 34. Каплевидный обломок деформированного песчанистого тиллоида в неяснослоистом алевритовом тиллоиде. Нижний венд, р.Койва, левый берег ниже ключа Осиновский Лог [Чумаков, 19786].

Рис. 35. Полосчатые гематитовые сланцы и руды (черное) в вулканогенных марино-гляциальных отложениях койвенской свиты нижнего венда в разрезе по реке Усьве [Чумаков, 19786].

1- базальтовые порфириты. Остальные условные обозначения см. на рис. 33

цами и песчаниками. В самих вильвинских метатиллоидах тоже очень часто наблюдается слоистость. Верхняя часть вильвенской свиты сложена песчаниками и сланцами, среди которых отмечаются и магнетитовые разности [Аблизин и др., 1982].

Кроме рассмотренных танинских и койвенских, тиллоиды упоминаются также в верхней части серебрянской серии - в керносской свите [Младших и Аблизин, 1967]. Они имеют, очевидно, оползневое происхождение, так как распространены локально, часто состоят из пластически деформированных вмещающих пород, сопровождаются моными подводнооползневыми деформациями и связанными с ним внутрiformационными несогласиями (разрезы по р.Сылвица в районе руч. Бобровка). Аналогичные образования отмечены в этой свите на р. Тырым [Беккер, 1988].

В старопеченской свите тиллоиды встречаются спорадически, в нижней подсвите. На р. Серебрянке они были отмечены в горных выработках [Младших и Аблизин, 1967], но хороших естественных обнажений не образуют. Несколько севернее на р.Сылвице, выше устья кл.Кернос, видимая мощность тиллоидов в основании старопеченской свиты превышает 70 м. Типичных массивных тиллоидов здесь мало. Преобладают тонкослоистые и слоистые темные глинистые сланцы с рассеянными песчинками и угловатыми обломками (размером от 0,2 до 25 см) плитчатых мелко- и среднезернистых песчаников, сланцев, реже кремней, кварцитов, кварца, карбонатных пород и еще реже гранитоидов. На некоторых обломках песчаников и сланцев наблюдалась продольная грубая штриховка. В подчиненном количестве встречаются пласты среднезернистых кварцевых и оползневых брекчий.

Еще севернее, на междуречье рр.Вильва и Вижай, южнее пос.Вильва и восточнее г.Горнозаводска, мощность тиллоидов старопеченской свиты превышает несколько десятков метров. Здесь они несогласно, с размывом, перекрывают сланцы и песчаники керносской свиты. Очень крупные деформированные обломки последних в большом количестве встречаются в нижних горизонтах тиллоидов. Более высокие горизонты тиллоидов имеют массивную текстуру, сложены желтовато-серыми реже красноватым неяснослоистым песчано-глинисто-алевролитовым матриксом, в котором в количестве 5-15% рассеяны различно, но в среднем слабо-окатанные, обломки пород имеющие размер от нескольких миллиметров до 110 см. Преобладают обломки размером от 1 до 10 см. Среди них доминируют обломки кварцитовидных песчаников, кварцитов, “веснушчатых” мелко- и крупнозернистых песчаников, изредко встречаются обломки доломитов и зеленокаменных пород. На уплощенной пентогональной поверхности одной гальки сланца, имеющей длину 8 см, *in situ* наблюдалась слабая продольная субпараллельная штриховка.

Диагностических признаков, указывающих на ледниковый генезис тиллоидов серебрянской серии и стратопеченской свиты не очень много: диамиктовая (diamictic) структура, массивная (massive) текстура, структурная гомогенность тиллоидов на значительной территории, большая площадь распространения, присутствие эрратических и упавших обломков. Штрихованные гальки сравнительно мягких осадочных пород не могут служить убедительным доказательством ледникового происхождения тиллоидов, так как подобная штриховка образуется и в некоторых неледниковых обстановках (оползни, грязевые потоки, тектоническое скольжение). Учитывая, однако, что рядом на Полудовом Кряже частично одновозрастная чурочинская свита формировалась в условиях покровного оледенения, естественно предполагать, что подобная или близкая обстановка охватывала также соседний Средний Урал и привела к образованию серебрянских старопеченских тиллоидов.

В серебрянской серии содержатся пачки и прослои карбонатных пород, углистых сланцев, часто наблюдается повышенное содержание фосфора [Младших и Аблизин, 1967]. Черные очень тонкослоистые сланцы в большом количестве встречаются также в нижней части старопеченской свиты. Все это указывает на то, что рассматриваемые отложения отложились в водном бассейне, который, учитывая его размеры, можно считать морским. Этот вывод хорошо подкрепляется геохимическими признаками [Курбацкая и Аблизин, 1970]. Ассоциация с турбидитами, оползневыми текстурами и приуроченность вмещающей серебрянской серии к древнему линейному прогибу свидетельствуют о том, что тиллоиды накапливались в бассейне с весьма расчлененным рельефом дна. Комбинация этих признаков позволяет думать, что серебрянские тиллоиды представляют марино-гляциальные отложения, сформировавшиеся за счет вытаивания моренного материала из плавающего или лежащего на дне шельфового ледника shelf ice или путем осаждения минеральной суспензии, выносимой тальми ледниковыми водами и одновременного айсбергового (rafting) моренного материала. На подводных склонах часть марино-гляциальных отложений перерабатывалась оползневыми, дебрисными и турбидитовыми потоками, образуя оползневые, маломощные аллотилловые и турбидитные пласты.

В целом танинскую и верхнюю часть койвинской свиты можно отнести к эпиконтинентальной ледниковой формации активных тектонических прогибов. Разделяющая их гаревская свита и нижняя часть койвенской свиты лишены признаков ледникового происхождения и очевидно представляют межледниковые отложения.

Наиболее дистальной фацией таких отложений были возможно слоистые тиллоиды и полосчатые сланцы вильвенской свиты, которую можно рассматривать как периконтинентальную ледниковую формацию, сформировавшуюся на подводном склоне и у ее основания. Проксимальной фацией мари-

ногляциальных отложений является, по-видимому, пачка песчаников танинской свиты. По характеру пород и линзовидной форме залегания она может представлять внешнюю зону потоков подводного конуса выноса потоков ледниковых талых вод, располагавшегося западнее и временно продвинувшегося в более глубоководную зону шельфа. Продвижение могло быть связано с понижением уровня моря и соответствующими смещением линии налегания выводного ледника или вызываться разрастанием ледникового щита, обусловленном климатическими причинами.

Парадоксальным на первый взгляд представляется присутствие в разрезах мариногляциальных вендских отложений Среднего Урала доломитов, известняков, углистых сланцев, полосчатых железистых сланцев и руд. Подобная ассоциация не является однако исключительной особенностью Среднего Урала. Пласты карбонатных пород широко распространены во многих верхнедокембрийских мариногляциальных разрезах, особенно вблизи кровли и подошвы тиллитовых толщ. Их описанию и происхождению посвящена значительная литература [Чумаков, 1978б; Hambry, Harland, 1981, Chumakov, 1992; Fairchild et al., 1994а, 1994б и многие другие]. Ледниковые, межледниковые и постледниковые углистые породы широко распространены и в верхнедокембрийских, и в верхнеордовикских, и в верхнепалеозойских и даже в современных ледниковых отложениях [Чумаков, 1978б; Domack, 1988; Domack et al., 1989b; Chumakov, 1992; и др.]. Железистые породы и месторождения железа, иногда даже очень крупные, известны в ряде верхнедокембрийских мариногляциальных толщ, которые содержат вулканогенные породы [Young, 1976; Чумаков, 1978б; Yeo, 1981; и др.]. Поэтому присутствие всех этих пород в вендских диамиктовых толщах Среднего Урала не столько ставит под сомнение их мариногляциальное происхождение, сколько делает сходство с ними более полным.

V. КЕМБРИЙ УРАЛА

Кембрийские отложения распространены на Урале крайне ограниченно и достоверно представлены лишь блоками мелководных известняков с археоциатами нижнего кембрия (атдабанский, боттомский ярусы) давно известных на западе (Сакмарская зона) и востоке (р.Санарка) Южного Урала. Это, по всей видимости, свидетельствует об общем поднятии региона в кембрии, вероятно вызванном внедрением диапира разуплотненной мантии, что типично для рифтовых зон. В пользу этого свидетельствует и ярко выраженное на западном склоне Урала структурное несогласие между рифейскими и ордовикскими отложениями [Иванов и др., 1981, и др.]. Возможно к кембрию относятся высокомарганцовистые базальты Сакмарской зоны Южного Урала, а также (по данным Б.Я.Дембовского, В.В.Терешко, Л.Н.Ильченко) вулканиты низов манитаньрской

серии Полярного Урала, что может свидетельствовать о существовании дополнительного этапа интенсивного растяжения в кембрии.

VI. ОРДОВИК УРАЛА

Ордовикские отложения широко распространены на территории Урала и характеризуются большим разнообразием фаций, сложным строением разрезов, морские фации представлены тремя основными типами осадков: карбонатными, терригенными и вулканогенно-кремнистыми.

Отложения карбонатного состава представлены известняками, мергелями, доломитами. Большая часть из них содержит многочисленные фаунистические остатки - строматопороидей, кораллов, брахиопод, трилобитов, остракод, гастропод, головоногих моллюсков, мшанок, криноидей, цистоидей, конодонтов и другой фауны и характерны, как правило, для верхней половины ордовика.

Терригенные породы представлены глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. В этих фациях часто содержатся многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, мшанок, иногда граптолитов и конодонтов. Среди ордовикских отложений Урала терригенные породы имеют преимущественное распространение, особенно, в нижней половине системы.

Кроме того, имеются вулканогенные образования, представленные чаще всего базальтами, спилитами, туфами с прослоями кремней и яшм, содержащих конодонты и радиолярии.

О наличии континентальных осадков в ордовике Урала имеются лишь самые противоречивые сведения. Некоторые авторы считают таковыми отложения полудовской свиты, нижнюю часть разреза песчаников манитаньрской серии, терригенные отложения сыльвицкой серии. Другие же исследователи относят указанные отложения к докембрийским.

В основу районирования ордовика Урала положены отчетливо выраженные линейно протягивающиеся вдоль всего региона структуры, которые сменяют друг друга вкрест простирания.

Фациальное районирование фактически отвечает расположению типов разрезов применительно к современным структурам Урала.

Ордовикские отложения на западном склоне Урала отличаются фациальной изменчивостью, главным образом, в широтном направлении, при довольно постоянной выдержанности в меридиональном.

На схемах традиционно выделяются две фациальные зоны: Бельско-Елецкая и Сакмаро-Лемвинская.

Бельско-Елецкая фациальная зона соответствует палеошельфовой области Русской платформы, где разрезы ордовика представлены терригенными, терри-

генно-карбонатными и карбонатными породами, а с учетом начала седиментационных циклов легко делятся на две подзоны.

Сакмаро-Лемвинская фациальная зона отвечает континентальному склону пассивной окраины, где шло накопление преимущественно батиальных формаций [Пучков, 1979 и др.].

Разрезы ордовика представлены существенно терригенными породами с развитием в ряде мест вулканогенных образований разных формационных типов. Мощности их сильно изменчивы. Вулканиды обычно представлены базальтами с часто повышенной калиевой щелочностью, отличаясь этим от одновозрастных с ними вулканитов эвгеосинклинальных уралид восточного склона Урала.

Эвгеосинклинальные (палеоокеанические) ордовикские образования охватывают широкие пространства современного восточного склона Урала и прилегающего к нему Зауралья.

В Тагильской мегазоне в среднем-позднем ордовике широко развит подводный базальтоидный вулканизм с обстановкой кремненакопления, что подтверждено здесь находками конодонтов ашгильского яруса [Анцыгин и др., 1988].

Появились новые фактические материалы по Восточно-Уральской и Зауральской фациальной зонам. Обнаружение на крайнем востоке Южного Урала в Денисовской и Восточно-Уральской зонах ранне-среднеордовикских вулканитов известных ранее лишь на западе региона в Сакмарской зоне усиливает элементы симметрии в размещении раннепалеозойских геосинклинальных комплексов Урала.

Последовательность взаимного расположения структурно-формационных зон не вызывает сомнения, но проведение границ между ними сопряжено с определенными трудностями, так как здесь необходимо учитывать данные об аллохтонном залегании некоторых комплексов (Лемвинская, Бардымская, Сакмарская структуры), а также материалы по фациальному анализу.

С момента обнаружения в середине прошлого века нижнесилурийских (ордовикских) окаменелостей на Северном Урале А.Кейзерлингом и Э.Гофманом, а на Южном Урале А.Антипиным и Н.Меглицким, изучением ордовика в регионе в той или иной мере занимались многие десятки исследователей.

На ранних стадиях изучения ордовикских отложений на Урале заметный вклад внесли Н.Н.Иорданский, А.Э.Ульмер, О.Ф.Нейман-Пермякова, Е.В.Лермонтова, Н.К.Разумовский, Е.В.Войнова, Н.Н.Дингельштедт, А.А.Блохин, Р.Э.Квятковский.

В 40-е 50-е годы нашего столетия становлению ордовикской стратиграфии на Урале уделили внимание К.Г.Войновский-Кригер, К.А.Львов, Ю.Б.Ев-

докимов, В.В.Маркин, А.А.Кухаренко, А.Л.Иванов, Е.И.Мягкова, Н.И.Леоненко, С.Н.Краузе.

Современные представления по стратиграфии ордовикских отложений на Урале получены благодаря исследованиям Н.Я.Анцигина, О.В.Артюшковой, В.Г.Варганова, Б.Я.Дембовского, К.С.Иванова, В.Г.Кориневского, В.А.Наседкиной, Н.Ф.Петрова, В.Н.Пучкова, Л.Д.Шадрина, а также при планомерном проведении крупномасштабных геолого-съёмочных работ многочисленным коллективом геологов Урала.

Для совершенствования общей стратиграфической шкалы ордовик-кой системы создана и работает международная комиссия. На Урале эта шкала принимается в таком виде как была рекомендована постоянной комиссией МСК СССР по ордовикской и силурийской системам в 1975 году с небольшими изменениями и дополнениями в зональной шкале, разработанной для ордовикского тома "Стратиграфии СССР".

Южная граница ордовика на западном склоне Урала и в его водораздельной части (Бельско-Елецкая зона) обычно определяется несогласным залеганием грубообломочных отложений на размытой поверхности докембрийских образований. Как правило, в верхней части этих грубообломочных толщ значительной мощности имеются находки аренигской фауны, а нижняя граница ордовика в этом случае проводится условно.

В Сакмаро-Лемвинской зоне под слоями с нижнетремадокской фауной *Dictyonema flabelliforme* (Eichw.), *Cordylodus proavus Muller* и др., согласно лежат породы, содержащие органические остатки, характерные для верхов верхнего кембрия (хмелевский горизонт). Отложения хмелевского горизонта в таких разрезах имеют обычно одинаковый фациальный состав и тесно связаны с вышележащими ордовикскими отложениями.

В более восточных фациальных зонах отложения, отвечающие пограничным слоям кембрия и ордовика показываются на стратиграфических схемах, хотя фаунистические данные здесь отсутствуют. Определение верхней границы ордовика на Урале до сих пор еще сопряжено с трудностями. Обычно во всех структурно-фациальных зонах верхи ордовика и низы силура сложены однотипными отложениями.

В Бельско-Елецкой зоне это мелководные карбонатные породы, в которых граница ордовика и силура проводится выше доломитов с *Proconchidium munsteri* (St. Joseph) и *Holorhynchus giganteus Kiaer*, что совпадает с кровлей яптикшорских слоев на Приполярном Урале, с кровлей кырьинского горизонта в Улсовском синклинии.

В Сакмаро-Лемвинской зоне этот уровень обычно проходит внутри кремнисто-сланцевой толщи.

В пределах Тагильского мегасинклиория верхняя граница ордовика проходит внутри единого разреза в разной степени метаморфизованных вулканитов, преимущественно базальтового состава.

В результате работ последних лет в шемурской свите (район хр. Шемур) впервые собраны органические остатки [Анцыгин и др., 1988]. В нижней толще шемурской свиты, представленной контрастной ассоциацией основных и кислых вулканитов с маломощными (до 30 см) прослоями и линзами сургучно-красных яшм и вишневых полосчатых яшмовидных аргиллитов, найдены и определены конодонты *Periodon grandis* (Ethington), *Falodus prodentatus* (Graves et Ellisson), *Paltodus cf. migratus* Rexrood ашгильского возраста. Кроме того в яшмоидах из крупноглыбового деллювия на западном склоне Шемурского хребта обнаружены *Periodon grandis* (Ethington), *Scolopodus insulptus* (Branson et Mehl), по которым В.А.Наседкиной определяется верхнеордовикский возраст.

Близкий возрастной интервал получается по обильной фауне радиолярий довольно хорошей сохранности, но видовой их состав полностью новый.

В верхнешемурской толще, слагающей вторую половину контрастного комплекса в восточной части Шемурско-Шегультанской структуры (г.Томшер и г.Кобыля) определены *Distomodus cf. kentuckyensis* Branson et Branson, *Pterospathodus aff. amorphognathus* Walliser, *Acodus cf. curvatus* Branson et Branson, *Acodus unicastatus* Branson et Mehl, *P. Itodus aff. migratus* Rexrood, *Oistodus sp.*, характерные для лландоверийского яруса силура.

Южнее верхняя граница ордовика наиболее представительна в разрезе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 ([Иванов и др., 1996], см. тезисы данного совещания).

Границы отделов и ярусов принимаются согласно шкале рекомендованной для СССР.

Уровни ярусных границ в ордовике Урала отражают важные рубежи в геологической истории региона, но все еще остается условным их соответствие стратотипам ярусных границ, определенным в граптолитовых фациях. Постепенно накапливаются факты позволяющие уточнить эти соотношения. Особенно помогают в этом отношении конодонты.

Выделенные на Урале региональные стратиграфические подразделения отвечают этапам развития ордовикского осадконакопления и хорошо прослеживаются по всей площади развития морских отложений. Границы этих подразделений фиксируются в смене обстановок осадконакопления, сопровождавшихся обновлением родового и, главным образом, видového состава фауны. В качестве крупного регионального подразделения принят горизонт.

В унифицированной части ордовикской схемы Урала приняты 11 горизонтов. Для нижнего ордовика установлены четыре региональных горизонта: кид-

рясовский, колнабукский, куагачский и индысейский, обладающие характерными комплексами органических остатков.

Наличие разнообразных групп фауны позволило отнести кидрясовский и колнабукский горизонты к тремадокскому ярусу, куагачский - к низам аренигского яруса, а индысейский - к верхам аренигского яруса.

В среднем и верхнем ордовике выделено семь региональных горизонтов: тэлашорский, чердынский, тыпыльский, рассохинский, полуденский, сурьинский и кырьинский.

Кидрясовский горизонт как стратиграфическое подразделение был выделен Н.Я.Анцигиным, В.Г.Варгановым, В.А.Наседкиной. За стратотип горизонта принят разрез г.Тырман-Тау у дер.Кидрясово, первоначально описываемый как кидрясовская свита [Лермонтова, Разумовский, 1933]. Отложения кидрясовской свиты развиты в районе д.Кидрясово, где полоса выходов шириной 500-600 метров простирается в северо-западном направлении. Эта полоса образована кулисообразно расположенными грядами песчаников, между которыми зачастую наблюдаются срывы. Одной из таких гряд является гора Тырман-Тау, ставшая стратотипом кидрясовской свиты и горизонта.

Отложения кидрясовского горизонта в стратотипе мощностью 170 метров представлена олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и меньше алевролитами и аргиллитами. Олигомиктовые песчаники более грубозернистые, косослоистые с маломощными прослоями конгломератов. В песчаниках определены *Acrothyra chabakovi Lerm.*, *Obolus razumovskii Lerm.*, *Lingulella sp.*, *Tritoechia sp.* Полимиктовые песчаники мелко- и тонкозернистые зеленовато-серые с *Tritoechia Lermontovae (Lessn.)*, *Altorthis kinderlensis Andr.* и отмеченными выше беззамковыми брахиоподами. В обломочном материале кварц, кварциты, кислые эффузивы, полевые шпаты, биотит, эпидот, хлорит и глауконит.

Заканчивается разрез на горе Тырман-Тау пачкой аргиллитов с обильным комплексом трилобитов *Ceratopyge forficula Sars.*, *Apatokephalus serratus Sars. et Boeck.*, *Promegalaspides kasachstanensis Balash.*, *Litognostus alimbeticus (Balash.)*, *Orometopus plamenensis Ancigin*, *Macropyge xiphius Ancigin*, отнесенных к низам колнабукского горизонта.

В стратотипической местности кидрясовского горизонта на правом берегу р.Письмянки в известковистых песчаниках кидрясовского горизонта встречены трилобиты *Peltocare inconspica Ancigin*, *Micragnostus kidrasensis Ancigin*, *Leimitzia sp.* С этой пачки песчаников с олендами мощностью до 50 метров начинается разрез кидрясовского горизонта. Вниз по разрезу кидрясовские песчаники переходят в светло-серые кварц-полевошпатовые песчаники с карбонатным цементом, отнесенные к хмелевскому горизонту верхов кембрия.

К югу от д. Кидрясово на правобережьи Урала вблизи устья р. Коноплянки известен выход песчаников и алевролитов верхов кидрясовского горизонта с обильной фауной *Siphonotreta uralense Lerm.*, *Altorthis kinderlensis Andr.*, *Tri-toechia lermontovae (Lessn.)*, *Micragnostus kidrasensis Ancigin*, *Pseudokainella pustulata Ancigin*.

Довольно полные разрезы кидрясовского горизонта с богатыми комплексами брахиопод, трилобитов, граптолитов вскрыты в истоках ручья Ак-Булак-Сай и верховьях р. Алимбет. Они неоднократно изучались в последние годы [Келлер, Розман, 1961; Варганов и др., 1973; Кориневский, 1975, 1989].

Нормальные стратиграфические соотношения кидрясовского горизонта с подстилающими отложениями хмелевского горизонта верхов кембрия, изучены в разрезах рек Хмелевки, Каялы, Блявы, Чаушки и Медеса.

Во всех перечисленных разрезах отложения хмелевского горизонта представлены толщей переслаивающихся полимиктовых и карбонатных песчаников мощностью от 100 до 700 метров, иногда с конгломератами в основании. Наличие в составе горизонта моноплакофор *Romaniella medessensis Rosov*, брахиопод *Lingulella sp.*, *Obolus sp.*, *Billingsella akbulakensis Andr.*, трилобитов *Micragnostus porosus Ancigin*, *Eoshumardia pustulata Ancigin*, позволило рассматривать указанные отложения в составе верхнего кембрия.

Отложения кидрясовского горизонта представлены полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами с обильной фауной *Dictyonema inexpectatum Obut*, *Obolus razumovski Lerm.*, *Altorthis kinderlensis Andr.*, *Medeselaspis amblus (Ancigin)*, *Idyia kosagachicf Ancigin*, *Peltocare inconspica Ancigin*, *Acerocfrina keisaranica Ancigin*, *Leimitzia bavarica (Barr.)*, *Dolgeuloma obubca Ancigin* и др.

Довольно обычный состав фауны кидрясовского горизонта содержат терригенные отложения закартированные в шелектинской структуре (бассейн реки Ку-Агач в районе горы Карагансай). Здесь к кидрясовскому горизонту отнесены черные и малиново-черные алевритпесчаники, гравелиты и вулканомиктовые конгломераты с *Alimbella armata Andr.*, *Medessia uralica Andr.*, *Altorthis sp.*, *Aphaeorthis sp.*, *Dolgeuloma multicava*, *Idyia kosagachica Ancigin*, *Leimitzia sp.*, мощностью 200-250 метров.

Южнее в Мугоджарах, достоверно установленных отложений кидрясовского уровня не известно, возможно, с ними могут быть сопоставлены ритмично чередующиеся туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и эффузивов шебектинской свиты.

На Среднем и Северном Урале отложения тремадокского яруса изучены лишь в разрезах рек Козы и верховьев Печоры, да и фаунистическая характеристика их все еще бедна.

На Среднем Урале с тремадокским ярусом сопоставляются отложения козинской свиты, стратотипический разрез которой по реке Коze представлен кварцитопесчаниками, филлитовидными сланцами с прослоями эффузивов и конгломератов с *Tritoechia lermontovae* (Lessn.), *T. subkalichai* Petrov, *T. kodymi* Havl., *Idyia* sp. indet. Отложения козинской свиты, по-видимому, путем фациальной смены связаны с шунутской свитой конгломерато - кварцитовых отложений, которые условно сопоставляются с хмелевским горизонтом верхнего кембрия.

В верховьях реки Печоры рассматриваемые отложения изучались К.А.Львовым, О.Г. и А.Г.Кондияйнами, В.Н.Пучковым. Песчано-сланцевые отложения мощностью 250-270 метров содержат *Tritoechia lermontovae* Lessn., *Dinorthis* sp. и неопределимые трилобиты. Эти скудные находки фауны дали возможность сопоставить вмещающие их отложения с кидрясовским горизонтом.

Тремадокские отложения Лемвинского района закартированы в составе погурейской, грубеинской и кибатинской свит. В нижней части разреза погурейской свиты, представленной конгломератами, песчаниками, алевролитами найдены *Eoorthis plenus* Nass., *Micrognostus* sp., *Olenidae* gen. indet., которые позволили сопоставить вмещающие их отложения с эмелевским горизонтом. К кидрясовскому горизонту отнесены кварцевые песчаники, глауконит-содержащие песчаники, известковистые песчаники, алевролиты с *Alimbella pagaensis* Andr., *Medessia uralica* Andr., *Altorthis kinderlensis* Andr., *Tritoechia lermontovae* (Lessn.), *Dolgeuloma multicava* Ancigin, *Leimitzia pagica* Ancigin, *L. bavarica* (Barr.), *Idyia Ancigin*, *Cordylodus proavus* Muller, *Oncotodus singularis* Nass.

Отложения этого же стратиграфического уровня изучены к северу от Лемвинского района в окрестностях озера Монте-Лор. В низах разреза песчано-сланцевой толщи (500-600 м) начинающейся с конгломератов были найдены брахиоподы *Eoorthis* sp., *Billingsella* sp., характерные для хмелевского горизонта, а в верхах *Tritoechia lermontovae* (Lessn.), *Altorthis* sp. indet., типичные для кидрясовского уровня. Тремадокские и связанные с ними верхнекембрийские отложения на севере Полярного Урала выполняют толотинскую синклиналичную зону, имеют северо-западное простирание и уходит далее в пайхойском направлении. Лучшие разрезы в этом районе находятся в среднем течении р.Талоты и к северу от озера Бол. Осовей-То.

По реке Толоте наблюдаются неоднократно повторяющиеся слои конгломератов, гравелитов и песчаников с *Tritoechia lermontovae* (Lessn.), переходящих вверх по разрезу в песчаниково-сланцевую толщу. Все породы собраны в крупные и мелкие, часто изоклинальные складки, запркинутые на северо-восток, с погружением шарниров складок на северо-запад.

Севернее оз. Бол. Осовей-То в основании разреза ордовикских отложений залегают полимиктовые конгломераты, слагающие ядро антиклинальной структуры мощностью до 150 метров. Выше конгломератов залегают розово-

фиолетовые кварцитовые песчаники, полимиктовые песчаники с *Tritoechia lermontovae* (Lessn.), *Alimbella* sp., *Altorthis kinderlensis* Andr., *Apheoorthis* sp., *Finkelburgia* sp., *Medessia* sp. и моноплакоформы.

Над песчаниками залегает толща серых кварцево-серицитовых и зеленых хлорито-серицитовых сланцев с линзами, в верхней части разреза глинисто-карбонатных сланцев. Последние перекрываются светло-серыми и серыми комковатыми, часто кремнистыми известняками с трилобитами *Apatokephalus* sp. и *Niobe* sp., характеризующими вмещающие породы поздним тремадоком. Завершается разрез пачкой черных углисто-кремнистых, углисто-карбонатно-глинистых сланцев, мощностью до 200 метров.

Палеонтологическая характеристика кидрясовского горизонта состоит главным образом из замковых и беззамковых брахиопод, трилобитов, граптолитов и реже конодонтов. Фаунистические комплексы обычно хорошо выдержаны по всей территории Урала, хотя полнее они представлены на Южном и Полярном Урале. Кидрясовский горизонт по граптолитам и беззамковым брахиоподам уверенно сопоставляется с оболоро-диктионемовыми слоями Прибалтики и по возрасту отвечает нижнему тремадоку. Замковые брахиоподы кидрясовского горизонта, изученные С.А.Андреевой, Н.Ф.Петровым, В.А.Наседкиной, представлены новыми видами, но родовой состав довольно близок брахиоподам трениской формации Чехословакии низов тремадокского яруса.

Трилобитовые слои в отложениях кидрясовского горизонта обнаружены на Тырман-Тау, в бассейнах рек Блява, Хмелевка, Коноплянка, Эбита, Медес, Алимбет, Ак-Булак-Сай, Ку-Агач, Пага, Погурей. В этих разрезах описаны *Micragnostus kinderlensis* Ancigin, *Dolgeuloma obunca* Ancigin, *D. multicava* Ancigin, *Pseudokainella pustulata* Ancigin, *Leimitzia bavarica* (Barr.), *L. pagica* Ancigin, *Acero-carina keisarunica* Ancigin, *Peltocare recta* Ancigin, *Medeselaspis amplus* (Ancigin), *Idyia kosagachica* (Ancign), *I. tuberosa* Ancigin. Все отмеченные новые виды, принадлежат известным родам, характеризующим в смежных регионах отложения верхнего кембрия и нижнего тремадока, а вид *Leimitzia bavarica* (Barr.) описан из лемниуских сланцев низов тремадока Западной Европы.

Колнабукский горизонт. За стратотип горизонта приняты разрезы по ручью Колнабук, впадающему в р.Бляву у железнодорожной станции, выемки и карьеры вдоль железной дороги и выходы по р.Бляве восточнее одноименного поселка. В 6 км северо-восточнее ст.Блява на правом берегу реки переслаивающиеся полевошпат-кварцевые песчаники и алевритовые сланцы кидрясовской свиты перекрываются туфосланцами, которые выделены в колнабукские слои, мощность 350-450 м.

В общем виде устанавливается следующая последовательность пород (снизу вверх):

1. Измененные желтовато-зеленые туфоаргиллитовые сланцы с конкрециями известняково-кремнистого состава и редкими разлинзованными прослоями (мощностью до 10 см) полевошпат-кварцевых и полимиктовых песчаников. Из туфосланцев определены *Diceratopyge uralica* Ancigin, *Apatokephalus serratus* Sars, *Dikelokephalina cf. dicraeura* Angelin, *Pricyclopyge latifrons* (Tjernvik), *Triarthrus cf. beckii* Green.200-250
2. Рассланцованные зеленовато-серые туфоаргиллиты, при выветривании образующие изгольчатую, крупнокостыльчатую и кусковатую щебенку, переслаивающиеся с туфопесчаниками, кремнистыми туффитами и эффузивами. В аргиллитах собраны *Geragnostus sidenbladhi* (Linn.), *Schumardia celandica* Mob., *Ceratopyge forficula* Sars, *Apatokephalus cf. serratus* Sars., *Euloma cf. kasachstanica* Balasch., *Niobe sp. 1*, *Promegalaspides sp.*, *Nanorthis hamburgensis* (Walcott).150-200
3. Тонкорассланцованные желтовато-зеленые аргиллиты с *Didymograptus klotzschichini* Obut, *Caragnostus sidenbladhi* (Linn.), *Schumardia plana* Ancigin, *Bljauloma bljavica* Ancigin, *Diceratopyge uralica* Ancigin, *Harpides nodorugosus* (Poulsen), *Pliomeroides subdefensus* Ancigin.30-50

Верхняя пачка по тектоническому контакту граничит с кремнистыми сланцами силура, содержащими *Pristiograptus sp.* По наличию дидимографтов и своеобразного комплекса трилобитов в верхней пачке она может относиться к вышележащему куагачскому горизонту.

Нижняя часть колнабукского горизонта вскрыта в стратотипе кидрясовского горизонта в юго-восточном борту г.Тырман-Тау и содержит типичный комплекс трилобитов цератопитиевого горизонта Скандинавии. Здесь выше грязно-зеленых полимиктовых песчаников верхов кидрясовского горизонта шурфами вскрыта 20-метровая пачка пачка аргиллитов, алевролитов с кремнисто-карбонатными стяжениями, содержащими *Apatokephalus serratus* (Boeck.), *Macropyge xiphias* Ancigin, *Eulom akasachstanica* Balash., *Ceratopyge forficula* Sars, *Litagnostus alimbeticus* (Balash.), *Promegalaspides kasachstanensis* Balashova, *Dikelokephalina dicraeura* Angelin, *Pliomeroides buceras* Ancigin, *Orometopus pismenensis* Ancigin, *Clonograptus sp.*

Отложения колнабукского горизонта широко распространены в Орском Урале и легко выделяются по характерной для верхнего тремадока фауне трилобитов. Наиболее богатые комплексы трилобитов собраны в различных тектонических блоках разрезов рек Алимбет и Медес. Литологический состав горизонта в этих разрезах представлен алевролитами и аргиллитами с известково-кремнистыми конкрециями с фауной *Dictyonema uralensis* Obut, *Nanorthis hamburgensis* Walcott, *Ceragnostus sidenbladhi* (Linn.), *Litagnostus alimbeticus* (Balash.), *Schumardia celandica* Mobery, *Euloma kasachstanica* Balash., *Alimbetaspis kelleri* Balash., *Apatokephalus serratus* (Boeck.), *Macropyge xiphias* Ancigin, *Dikelokephalina dicraeura* (Angelin), *Ceratopyge forficula* Sars, *Promegalaspides ka-*

sachstanensis Balash., *Niobe insegnis Linn.*, *Ursibia uralica Apoll. et Anc.*, *Harpides rugosus (Sars et Boeck)*, *Orometopus elatifrons (Ang.)*, *Pliomeroides bucerus Ancigin*.

На Ак-Булак-Саяе наряду с тонкозернистыми песчаниками чередующимися с алевролитами и аргиллитами в разрезе присутствуют розовато-белые известняки с *Geragnostus sidenbladchi (Linn.)*, *Apatokephalus serratus (Boeck)*, *Ceratopyge sp.*

По рекам Эбета, Чаушка и Култавасай верхний тремадок представлен напластованием кислых и основных лав, туфов, туффитов, аргиллитов, содержащих трилобиты *Geragnostus sidenbladchi (Linn.)*, *Schumardia celandica Moberg*, *Euloma kasachstanica Balash.*, *Apatokephalus mitilus Ancigin*, *Asaphellus alimbeticus Balashova*, *Promegalaspides sp.* цератопигиевого комплекса. На р.Каяле в толще переслаивающихся туфов и туффитов, залегающих непосредственно под кремнисто-глинистыми сланцами губерлинской свиты, собраны верхнетремадокские *Apatokephalus serratus (Boeck)*, *Pliomeroides subdefensus Ancigin*, *Euloma sp.*, *Niobe sp.*

В Шелектинской структуре (р. Ку-Агач) верхнетремадокские отложения тесно связаны с кидрясовскими и представлены аргиллитами зеленовато-серыми, малиновыми с прослоями туфов и черных алевропесчаников с редкой фауной *Archaeorthis cf. puerulus Andr.*, *Dictyone, a. sp.*, *Alimbetaspis kelleri Balash.*, *Geragnostus sp.* В свою очередь они перекрываются вулканитами, туфами, брекчиями, туффитами с линзами известняков, содержащих фауну *Homagnostoides kasachstanicus (Balash.)*, *Apatokephalus karabutakensis Ancigin*, *Varvia squarrosa Ancigin*, *Glaphurus alimbeticus Balash.*, *Solenoharpes excavatus (Linn.)*, *Lichakephalina schilikta Ancigin* и др. Эти отложения нами рассматриваются в составе вышележащего куагачского горизонта.

В более южных районах к настоящему времени известна лишь мало-мощная пачка (10-12 м) рассланцованных известняков и сланцев обнажающихся по реке Бала-Талдык и содержащих разнообразную, но плохо сохранившуюся фауну, которая сопоставляется с уровнем колнабукского горизонта [Анцыгин, Наседкина, 1977].

Рассматриваемые образования колнабукского горизонта на Южном Урале, содержащие фауну верхнего тремадока обычно включаются в состав кураганской и куагачской свит [Разумовская, 1941; Леоненко, 1964].

Б.М.Келлером и Х.С.Розман [1961] отложения по р.Алимбет выделены в кок-тугайские и сары-туганские слои и рассматривались, как залегающие ниже кидрясовской свиты. Дальнейшие исследования показали обратное соотношение этих слоев [Варганов и др., 1973].

Некоторые исследователи сланцы, содержащие трилобиты цератопигиевого комплекса относят к кидрясовской и куагачской свитам [Кориневский, 1989; и др.], неоправданно расширяя их объем.

На Среднем и Северном Урале фаунистически охарактеризованных отложенных колнабукского уровня к настоящему времени практически не известно. В южной части Полярного Урала этот уровень картируется в составе грубеинской и кибатинской свит.

Грубеинская свита, выделенная К.Г.Войновским-Кригером [1960] и К.П.Евсеевым [(1960)] широко распространена в Лемвинской структуре, где обнажается по рекам Грубе-Ю, Паге, Покойнице-Шор и др.

Свита состоит из переслаивающихся зеленых и лиловых алевритистых филлитовидных сланцев с прослоями темно-серых и черных алевролитов с *Shumardia pusilla Sars*, *Ceratopyge ex gr. forficula Sars*, *Geragnostus adductus Ancigin*, *Pliomeroides subdefensus Ancigin*, *Symphysurus angustatus (Sars et Boeck)*, *Pricyclopyge aff. latifrons (Tjernvik)*, *Dictyonema sp.*

Кибатинская свита по сути дела является фациальной разновидностью низов грубеинской свиты. Она представлена петельчатыми известняками с глауконитом и алевролитами. В известняках собраны трилобиты *Niobe sp.*, *Apatokephalus aff. serratus Boeck*, *Ceratopyge ex gr. forficula Sars*, *Pliomeroides sp.*, *Harpides sp.*, конодонты: *Acodus erectus Pander*, *Acontiodus latus Pander*, *Scolopodus peselephantis Lindstrom*, *Oneotodus variabilis Lindstrom*. Характерный верхнетремадокский комплекс трилобитов из грубеинской и кибатинской свит позволил сопоставить их между собой и надежно скоррелировать с колнабукским горизонтом.

На севере Полярного Урала, как уже отмечалось выше при описании кидрясовского горизонта, верхнетремадокские отложения обнажены в левобережье р. Талоты и к северо-востоку от оз.Бол.Осовой-То. Они представлены серицито-хлорито-кварцевыми сланцами и содержат в верхней части прослой известняков с трилобитами верхов тремадока - низов аренига.

Характерный комплекс трилобитов колнабукского горизонта позволяет сопоставить с ним большую часть отложений соколийского горизонта Пай-Хоя.

К настоящему времени из колнабукского горизонта описано 43 вида трилобитов. Среди них *Apatokephalus serratus Boeck*, *Ceratopyge forficula Sars*, *Harpides rugosus Sars et Boeck*, *Orometopus elatifrons Ang.*, *Shumardia oelandica Angelin*, которые характеризуют верхний тремадок Скандинавии и Англии. Этот комплекс видов значительно отличается от комплексов ниже и вышележащих горизонтов.

Из брахиопод в колнабукском горизонте известны *Acrothyre chabakovi Lerm.*, *Siphonotreta sp.*, *Archaeorthis sp.*, *Nanorthis hamburgensis (Walcott)*. В нижней части колнабукского горизонта содержатся остатки граптолитов *Clonograptus sp.* и *Distyonema uralensis Obut.*

Куагачский горизонт. За стратотип куагачского горизонта принят разрез эффузивов и туфов с линзами известняков, обнажающихся по правому берегу

р. Ку-Агач к юго-западу отодноименного поселка (куагачская свита в узком смысле). Здесь отмечено широкое поле выходов на поверхность светло-серых аркозовых и кварцевых песчаников кидрясовского горизонта, имеющих меридиональное простирание и падающих на восток под углом 60-70°. Из песчаников описаны *Dolgeuloma multicava Ancigin*, *Idyia kosagachica Ancigin*, *Leimitzia sp.* Кидрясовские песчаники, в свою очередь постепенно переходят в слоистую толщу зеленовато-серых алевролитов и туфосланцев параллелизирующихся с отложениями колнабукского горизонта. На них залегает толща кварцевых порфиров и их туфов, окрашенных в красновато-коричневый и ярко-зеленый цвет. Среди слагающих толщу эффузивов, туфов и туфопесчаников встречаются линзы красноватых и серых глауконитовых известняков с трилобитами *Homagnostoides kasachstanicus (Balasch.)*, *Apatokephalus karabutakensis Ancigin*, *Lichokephalina schilikta Ancigin*, *Varvia squarrosa Ancigin*, *Glaphurus alimbeticus Balash.*, *Solenoharpes excavatus (Linn.)*, *Niobe emarginula Ancigin*, *Glaphurella insolita (Tjernvik)*, *Pseudosphaerexochus taiketkensis Anc.* В.А.Наседкиной из этих известняков определены конодонты: *Acodus tetraedron Lind.*, *Drepanodus proteus Lind.*, *Drepanodus arcuatus Pander*, *Scolopodus peselephanthis Lindstrom*, *Oistodus lanceolatus Pander*, *Oneotodus variabilis Lindstrom*.

Мощность отложений в стратотипе превышает 250 метров.

Кроме стратотипа отложений куагачского горизонта широко распространены в правобережьи р. Кара-Бутак и, возможно, в районе поселка Кос-Истек и Беркут, где в красноватых известняках, связанных с эффузивами, собран комплекс трилобитов, близкий к отмеченному выше.

Представительный разрез эффузивов куагачского уровня мощностью 200-230 метров, изучен К.С.Ивановым на левобережьи р.Медес. Здесь в толще переслаивания миндалекаменных базальтов, туфов, туфопесчаников и туфо-алевролитов собраны конодонты *Acodus cf. tetraedron Lind.*, *Drepanodus arcuatus Pander*, *D. cf. subarcuatus Furnish*, *D. hroteus Lind.*, *Oistodus cf. lanceolatus Pander*.

С этим же горизонтом необходимо сопоставить верхние части разреза туфосланцев по рекам Бляве и Колнабук с граптолитами *Didymograptus klot-schichini Obut* и трилобитами *Geragnostus sidenbladhi (Linn.)*, *Shumardia plana Ancigin*, *Bljauloma Ancigin*, *Harpides nodorugosus (Poulsen)*.

Комплекс трилобитов куагачского горизонта залегает выше отложений с фауной колнабукского горизонта и несет следы значительного омоложения. Он не содеожит представителей *Ceratopyge*, а описанный новый вид *Apatokephalus karabutakensis* отличается от группы видов близких к *A. serratus* и являются связующим звеном со среднеордовикским *Eorobergia*. Кроме того здесь появились первые глафуриды и лихиды, псевдосфероксохусы, селенохарпесы и другие формы трилобитов обнаруженные в куагачских известняках и отнесенных к ранее известным видам *Niobe emarginula Angelin*, *Glaphurella insolita*

Tjernvik, *Selenjpharpes excavatus* (Linn.) являются типичными для глауконитовых известняков Прибалтики, слоев "Зв" Норвегии (нижние дидимографтовые сланцы) и нижнего аренига Швеции. Кроме того граптолиты *Didymograptus klotschichini Obut*, описанные из блявинского разреза, довольно близки к *D. geometricus (Monsen)* из нижнего аренига Норвегии.

Таким образом, есть все основания считать этот комплекс видов более молодым, чем цератописигиевый, и отнести его к аренигскому ярусу.

На Полярном Урале аналоги отложений куагачского уровня пока лишь намечаются по появлению некоторых элементов аренигской фауны, встреченных в верхах терригенных отложений грубеинской свиты в Лемвинском районе и внутри кварцево-серицито-хлоритовых и глинисто-карбонатных сланцев к северу от ш. Осовой-То.

На Пай-Хое (мыс Соколий) верхняя граница тремадокского яруса проведена по кровле слоев *Apatokephalus serratus*, а известняки и сланцы с *Megalaspides* отнесены уже к аренигскому ярусу.

Индысейский горизонт. Впервые этот горизонт в составе аренигского яруса показан на стратиграфических схемах ордовика, разработанных на Уральском стратиграфическом совещании в 1990 году [Стратиграфические..., 1990]. За его стратотип приняты индысейские слои, описанные по правому берегу р. Косью в 2,2 км ниже устья руч. Индысей [Дембовский и др., 1990].

Индысейские слои отвечают объему четвертого ритмоцикла манитаньрдской серии и сложены мелкогалечными конгломератами, мелко- и крупнозернистыми песчаниками зеленовато-серого и малинового цвета с карбонатным цементом и небольшой мощностью (до первых метров) карбонатными прослоями.

В индысейских слоях отмечаются первые находки морской фауны: известковые песчаники содержат обилие створок *Angarella lopatini Assatkin*; в известняковых прослоях, кроме ангарелл, встречаются неудовлетворительной сохранности мелкие ортиды и представители рода *Xenelasmella*, мелкие ветвистые мшанки, обломки табличек цистоидей *Aristocystites* (?) sp., *Hemicosmites* (?) sp., *Echinosphaerites* (?) sp., *Cheirpcrinus* (?) sp., *Trilobocystis laticanalis Milicina* и конодонты *Acodus aff. sibiricus Mosk.*, *Distacodus maiciticus Mosk.*, *Histiodela* (?) sp., *Paracordylodus gracilis Lind.*, *Periodon flabellum Lind.*

Приведенный родовой состав брахиопод, цистоидей и конодонтов известен в стратиграфическом интервале позднего аренига.

Ранее с этого же стратиграфического уровня на северном окончании хребта Западные Саледы из толщи переслаивания кварцитопесчаников и филлитизированных глинистых сланцев определены *Angarella lopatini Assatkin*, *A. laevis Koloskov*, *Ortis* sp., *Niobe* sp. аренигского возраста. Кроме того, индысейские слои перекрываются в непрерывных разрезах тэлашорскими слоями среднего ордовика (лланвирн).

Отложения рассматриваемого уровня широко распространены в Бельско-Елецкой фациальной зоне и закартированы в составе верхов манитанырдской серии на Полярном и Приполярном Урале. На Северном Урале они включены в состав хапхарской и кисуньинской свит.

На стратиграфических схемах ордовика [Унифицированные..., 1980] на границе нижнего и среднего ордовика показывался караколь-михайловский горизонт, за стратотип которого приняты вулканогенно-осадочные слои с богатым комплексом органических остатков верхов аренига-лланвирна, вскрытые в Сакмарской зоне Южного Урала. Недостатком этого стратиграфического подразделения явилось неопределенность границ. На восточном склоне Южного Урала этому уровню отвечает маячная и поляковская свиты вулканогенно-осадочных отложений и денисовский комплекс вулканитов.

Тэлашорский горизонт. Отложения, отнесенные к тэлашорским слоям, обнажены в бассейнах рек Косью, Кожим, Лек-Елец (мощность около 200 м). Контакт индысейских и тэлашорских слоев наблюдался по р. Косью, ниже устья р. Индысей. За типовой выбран разрез по Тэлашору и по р. Кожим ниже его устья, как хорошо обнаженный и наиболее фаунистически охарактеризованный. Тэлашорские слои в стратотипе сложены органогенно-обломочными и микрозернистыми известняками с подчиненным количеством глинистых сланцев, алевролитов и песчаников - в нижней части, в верхней части - микро-тонкозернистыми органогенно-обломочными и сгустково-органогенными известняками. Органические остатки многочисленны. Доминирующими являются членики стеблей криноидей: небольшие скопления образуют брахиоподы, остракоды, цистоидеи: в отдельных прослоях встречаются мшанки и трилобиты, неравномерно по всему интервалу выделены конодонты. Из брахиопод определяются *Angarella jaworoskii Assatkin*, *Minella panna Andr.*, *Xenelasmella jacutensis Rosman* и новые виды рода *Rostricellula*. Остракоды представлены новыми видами родов *Oepikium*, *Conchoprimitia*; цистоидеи - *Hemicosmites sp.*, *Aristocystites(?) sp.*, *Trilobocystis laticanalisis Milicina*; членики стеблей криноидей *Cyclocylicus sp.* Среди конодонтов различаются два комплекса: нижний с *Coleodus aff. mirabilis Mosk.*, *Neocoleodus sp.*, *Erismodus aff. abbreviatus Branson et Mehl.* и др., и верхний с конусовидными конодонтами *Acodus anceps Mosk.*, *Distacodus victrix Mosk.*, *Drepanodus suberectus (Branson et Mehl)*, *Oistodus abundus Branson et Mehl*, *Ptiloconus aff. gracilis (Branson et Mehl)* и несколькими новыми видами родов *Acodus*, *Drepanodus*, *Scandodus*.

Анализируя состав органических остатков, изменившийся и качественно и количественно, приходим к выводу, что тэлашорские слои следует сопоставлять с лланвирнским ярусом Унифицированной шкалы: представители рода *Angarella* хорошо изучены в разрезах Сибирской платформы, где они распространены в интервале поздний арениг-лланвирн: впервые появившиеся в разрезе *Mimella*

panna, *Xenelasmella graciosa* и новые виды рода *Rostricellula* близки к описанным О.Н.Андреевой и Х.С.Розман из нижней части среднего ордовика на Сибирской платформе и северо-востоке России: конодонты нижнего комплекса отвечают уровню вихоревского горизонта (слои с *Coleodus-Neocoleodus*) Сибирской платформы.

Известняки тэлашорских слоев постепенно переходят в карбонатные породы с комплексом многочисленных и разнообразных органических остатков, позволяющих сопоставлять их с чердынским горизонтом.

Аналогом тэлашорских и нижней части зыбкаланьельских слоев является хайминская свита, сложенная известняками, песчаниками и сланцами, типовой разрез которой находится в среднем и нижнем течении ручья Покойник-шор и в долине р. Хаймы. Породы Хайминской свиты по всему разрезу содержат большое количество органических остатков. Нижняя часть насыщена скоплениями новых видов брахиопод, относящихся к родам *Dinorthis*, *Archaeorthis*, *Plectothis*, *Rugostrophia*, *Platytoechia*; трилобитами *Ceratopyge sp.1*, *Lonchodomas parvulus Burskyi*, *Remopleurides sp.*, *Plectasaphus ex gr. plicocostis (Tornq.)*, *Pliomera fischeri Eichwald*, *Ceraurinella aff. frequens Tchugaeva*, *Calyptaulax incerta (Whittington)*, *Carolinites sp.*, членики стеблей криноидей *Pentagonocyclicus monile (Eichw.)*. Конодонты представлены конусовидными формами и немногочисленными *Oistodus multicorrugatus Harris*, *O. linguatus extenuatus* и др. Вышележащие глинистые известняки содержат комплекс фауны, представляющий большой интерес для обоснования возраста и корреляции разрезов, как региональной так и межрегиональной. Здесь найдены относительно хорошей сохранности трилобиты *Ogygicaris aff. sarsi Angelin*, *Nileus sp.*; новые виды остракод родов *Pelecypolbina*, *Sreusloffina*; многочисленные конодонты *Pygodus anserinus Lamont et Lindstrom*, *Pyrodus serra Hadding*, *Polyplacognathus sweeti Berg.*, *Periodon aculeatus (Hadding)*. Отмечается совместное нахождение зональных видов трилобитов и конодонтов, хорошо известных во многих регионах мира. *Ogygicaris sarsi* характеризует огигиокарисовые слои Норвегии, которые также содержат конодонты зоны *Pygodus anserinus*.

На Полярном Урале с тэлашорским горизонтом сопоставляются отложения малопапудынской свиты, на Среднем Урале этому уровню соответствует перерыв.

За стратотипическую местность при выделении региональных подразделений среднего и верхнего ордовика Урала принят Улсовский синклиний на Среднем Урале, где ордовикские породы образуют единую серию отложений мощностью 200-900 метров, названную промысловской [Варганов и др., 1973]. Ордовикские отложения залегают на подстилающих породах со стратиграфическим и угловым несогласием и в нижней части всех разрезов содержат пачки терригенных пород с конгломератами в основании. На всей этой

территории отложения нижнего ордовика отсутствуют. Базальные пачки в разрезах сложены плохо окатанными конгломератами, содержащими валуны и гальки, представленные подстилающими породами, цементированными слюдисто-кварцевым цементом с гематитом. Конгломераты постепенно сменяются кварцевыми песчаниками, алевролитами, сланцами. Более высокие горизонты представлены переслаиванием карбонатных пород - известняков, глинистых известняков и доломитов. По составу органических остатков в промысловской серии выделены чердынские, тыпыльские, рассохинские, полуденские, сурьинские и кырьинские слои, по которым названы горизонты региональной стратиграфической схемы.

Чердынский горизонт. За стратотип горизонта приняты остротурская пачка и чердынские слои, обнажающиеся по р.Косье ниже устья Каменки и к северу на горах Острый Тур и Чердынский Камень [Варганов и др., 1973]. В этом разрезе чердынский горизонт представлен нормальным трансгрессивным циклом от базальных конгломератов, сменяющихся вверх по разрезу сначала песчаниками, затем известняками (снизу вверх).

Мощность, м

1. Базальные полимиктовые крупно- и среднегалечниковые конгломераты, залегающие на неровной поверхности дислоцированных серицитохлорито-кварцевых6,5
2. Средне- и мелкогалечниковые конгломераты, в верхней части переходящие в гравелиты4,5-5
3. Переслаивающиеся мелкогалечниковые конгломераты, гравелиты и песчаники2,5-3
4. Кварцевые песчаники с подчинными им гравелитами. В верхней части песчаники карбонатсодержащие с остатками мшанок и пелеципод ..17-20
5. Гравийные и разнозернистые карбонатсодержащие кварцевые песчаники с плохо сохранившимися пелециподами и брахиоподами.....28-30
6. Массивные и крупнослоистые средне- и мелкогалечниковые конгломераты4
7. Переслаивающиеся гравелиты и песчаники2
8. Массивные и слоистые разнозернистые кварцевые, частью карбонатсодержащие песчаники120-130
9. Слоистые кварцевые карбонатсодержащие песчаники с плохо сохранившимися остатками брахиопод и криноидейоколо 50
10. Слоистые песчаники, доломиты, содержащие брахиоподы *Strophomena sp.*, *Plectorthis latus Nass.*, трилобиты *Conolichas peri Warburg*, *Asaphus (Neoasaphus) nieszkowskii Schmidt*, а также криноидеи и гастроподы.....65-70
11. Переслаивающиеся песчанистые известняки и известковистые песчаники с подчиненными им известково-глинистыми алевролитовыми сланцами. В пачке содержатся гастроподы, наутилоидеи, брахиоподы, криноидеи и водорослевые образования. Из брахиопод определены *Vellamo sp.*, *Strophomena sp.*, *Hesperorthis rostiformis Nass.*.....30-35
12. Известковистые песчаники с обильными водорослевыми образованиями и более редкими гастроподами и остракодами; из последних описана *Oepirkium kosvensis Zenkova*1,5-2
13. Известково-глинистые сланцы и глинистые известняки с кораллами - *Neotryplasma longiseptata Kajo*, брахиоподы - *Strophomena grandis (Sow.)*,

S. aff. asmusi (Vern.), *Plastystrophia* sp., *Philhdera aff. playfairi* Reed, *Vellamo* sp., *остракодами - Baltonotella grandis* Zenkova, *Bichilina* sp., *Tallinella* sp., *Lenmukella enormis* Zenkova, а также *гастроподы и наутилоидеи* 30
 14. Известково - глинистые алевролитовые сланцы с ругозами, гастроподами, наутилоидеями, мшанками, брахиоподами - *Strophomena grandis* (I. de C. Sow), *S. aff. asmusi* (Vern) и трилобитами более 7

В более восточных разрезах косьвинского пересечения обнажена лишь верхняя часть чердынского горизонта. На р. Косьве, в устье Тыпыла этой части отвечают органогенно-обломочные известняки с прослоями известково-глинистых и глинистых сланцев. Еще восточнее, на р. Косьве, выше устья Кырьи в верхней части горизонта, наряду с известняками, имеются и доломиты. В разрезе Р. Улс чердынский горизонт представлен карбонатсодержащими песчаниками, песчанистыми известняками и доломитами с гастроподами и криноидеями.

Тыпыльский горизонт. Стратотипом горизонта является разрез в нижнем течении р. Тыпыл простирающийся на правобережье р. Косьвы выше устья Тыпыла. Здесь вскрыты подстилающие отложения, а сам горизонт представлен глинистыми плитчато-слоистыми известняками мощностью 120 метров, с обильными коралло-ракушняковой фауной: *Cystostroma undosum* Ivanov, *Paratetradium laxum* (Saff.), *P. nodosum* (Ivanov), *Catenipora tollinoides* Ihizh., *Plastoporella angusta* Yanet, *Grewingkia altaica* (Tcherepn.), *Vellamo тыпыlica* Nas., *Triplesia curvula* Nas., *Zygospira infrequens* Nas., *Hypodicranotus virgulatulus* Anc., *Asaphus (Neoasaphus) jewensis* Schmidt, *Stenopareia avus* Holm, *Nieszkowskia norvegia* Nik., *Conolichas melmerbiensis* Red, *Uralops tenuiculus* Anc.

В более восточных разрезах, по р. Косьве выше устья Кырьи, тыпыльский горизонт представлен доломитами с кораллами, гастроподами, брахиоподами и трилобитами. Несколько иной состав отложений, соответствующих тыпыльскому горизонту в бассейне р. Усьвы. Здесь получили развитие мшанковые мергели и глинистые известняки с прослоями зернистых криноидно-цистоидных известняков, в отличие от кораллово-строматопоровых известняков, столь характерных для тыпыльского горизонта в бассейнах Улса и Косьвы.

Рассохинский горизонт. Получил свое название от р. Рассохи (бассейн Улса). Разрез полностью вскрыт по правому берегу реки в 3,5 км выше устья, где наблюдаются согласные соотношения с подстилающими и покрывающими породами. Нижняя часть рассохинского горизонта представлена глинистыми известняками, с прослоями глинистых сланцев с *Clathrodictyon microundulatum* Nestor, *Rhabdotetradium solum* Ivanov, *Vellamo wesenbergensis* Pahlen, *Uralops abruptus* Anc., *Conolichas eichwaldi* (Niesz.), *Isotelus gigas* De Koy. Верхняя часть разреза представлена слоистыми и плитчато-слоистыми доломитистыми известняками с *Uralopora maya* Ivanov, *Triplesia krotovi* (Tschern.), *Stenopareia bowmanni* (Salter), *Isotelus platirachis* Steinh., *Conolichas eichwaldi* (Niesz.) и др.

Отчетливо выделяются рассохинские отложения по всем разрезам промысловой серии на Среднем Урале и представлены, в основном, карбонатными породами, где преобладают доломитистые разновидности известняков и увеличен объем доломитов.

Полуденский горизонт. Стратотипом горизонта избран разрез на р. Полуденке (приток Койвы), где карьерами и в береговых отложениях вскрыты серые и темно-серые слоистые доломиты. Для них весьма характерны "червячковые" образования, водоросли, криноидеи, иногда многочисленные брахиоподы, строматопороидеи, табуляты, гастроподы. В большинстве случаев фауна в доломитах перекристаллизована и плохо поддается определению. Наиболее характерны *Lepidocycloides sp.*, *Dentiferoocrinus dividuus (Yelt.)*, *Rhabdotetradium sp.*, *Paratetradium aff. mangaseicum Sok.* В стратотипическом разрезе все доломитовые пачки имеют вертикальное залегание, слагают крылья Промысловой синклинали и имеют мощность 180-200 метров. Нижняя граница полуденского горизонта проведена в подошве нижней пачки со строматопороидеями. В глинистых доломитах, залегающих ниже этого уровня, содержатся органические остатки, характерные для рассохинского горизонта. Верхняя граница горизонта проводится в подошве известняков с кораллово-криноидной фауной сурьинского уровня.

Сурьинский горизонт. За стратотип горизонта принят разрез правобережья р. Усьвы, выше устья р. Сурьи. Разрез сложен в основном карбонатной толщей, преимущественно темно-серыми, слоистыми глинистыми известняками с *Palaeofavosites simplex Tchern.*, *Uralopora flexibilis Sok.*, *Kodonophyllum ex gr. rhizobolon (Dyb.)*, *Favistella alveolata (Goldf.)*, *Dentiferoocrinus coronoides Yelt.*, *D. subdividuus Milicina*, *Catazyga parva Nas.*, *Phynchotrema uralica Nas.*

Подобный литологический состав и фаунистическая характеристика его известны в правобережье р. Полуденки и в верховьях р. Тыпыл. В бассейне реки Косьвы сурьинскому горизонту соответствует кристаллические, глинистые и глинисто-алевролитовые доломиты с подчиненными им известняками с *Pentagonocyclious subdividuus Milicina*, а в разрезе Улса - переслаивающиеся известняки и доломиты с *Rhabdotetradium sp.* Мощность горизонта 80-110 метров.

Кырьинский горизонт. Завершает разрез промысловой серии на Среднем Урале, а вместе с этим заканчиваются отложения и ордовикской системы, которые перекрываются отложениями нижнего силура. За стратотип горизонта принят доломитовый разрез в излучинах р. Кырьи, здесь известняки сурьинского горизонта согласно перекрываются толщей доломитов. Разрез толщи следующий (снизу вверх):

	<i>Мощность, м</i>
1. Серые и темно-серые мелкозернистые доломиты с гастроподами.....	20
2. Темно-серые глинистые доломиты с обильными <i>Proconchidium munsteri</i> (<i>St. Joseph</i>).....	5

3. Темно-серые среднезернистые доломиты с *Syringopora sp. indet.*15
4. Серые плитчато-слоистые алевроито-глинистые доломиты20
5. Кристаллические доломиты с многочисленными *Maclurites sp.*18
6. Кристаллические доломиты с *Proconchidium sp. 1*5

В описанном разрезе отложения кырьинского горизонта с *Proconchidium munsteri* (St. Joseph) вверх по разрезу сменяются серыми массивными доломитами мощностью 40-50 м, содержащими *Stricklandia cf. lens* (Sow.) лландоверийского возраста. Последние перекрываются темно-серыми слоистыми доломитами (до 70 м) с *Clathrodictyon lennicovi Nestor*, *Virgiana cf. barrandei* (Bill.), *Limbetocrinus limbatus Stuk.* Наконец, верхняя часть лландоверийского яруса представлена толщей (70-80 м) серых и светло-серых доломитов с *Pentamerus oblongus Sow.* Доломитовая толща с *Proconchidium munsteri* (St. Joseph.) наблюдается в разрезах рек Улс, Кутим, Косьва, Усьва. В южной части региона нижняя часть силура и отложения кырьинского горизонта верхов ордовика выпадают из разреза. Здесь на образованиях сурьинского горизонта залегают фаунистически охарактеризованные верхнесилурийские известняки и доломиты с песчаниками в основании.

Стратиграфические аналоги промысловской серии развиты достаточно широко в различных зонах всей территории Урала. Наиболее хорошо изученными в настоящее время являются Косью-Кожимские разрезы на Приполярном Урале в Бельско-Елецкой зоне, где выделена щугорская серия в составе кожимской, устьзыбской, малставротинской и яптикшорской свит. Эта мощная толща (до 1500 м) преимущественно карбонатных пород, подразделенных, в свою очередь, на слои с фауной. Изученная фауна позволяет надежно скоррелировать выделенные слои с горизонтами региональной стратиграфической шкалы Урала [Дембовский и др., 1990].

Отложения верхней половины ордовикской системы распространены в бассейне р.Белой, где слагают крылья Белорецко-Зилаирского синклинория, Тирлянскую и Юрюзаньскую синклинали, и обычно картируются терригенные бактинская, тирлянская и уразинская свиты.

В бактинской свите известковистых и алевролитов собраны *Platylichas laxatus M'Coу*, *Chasmops aff. maxima Schmidt*, *Estoniops exilis Eichwald*, *Atractopyge errans Opik*, *Remopleurides sp.*, *Leptellina sp.*, *Sowerbyella sp.* Анализ фауны, собранной из бактинской свиты, позволяет сделать вывод о ее карадокско-лландейловском возрасте и по трилобитам уверенно сопоставить с чердынским горизонтом региональной шкалы.

Из обнажений кварцевых и известковитых песчаников и алевролитов по Тирлянскому пруду определен богатый комплекс трилобитов, брахиопод, криноидей, цистоидей, мшанок, который позволил параллелизовать вмещающие

фауну отложения тирлянской свиты с чердынским и тыпыльским горизонтами региональной шкалы.

В Сакмаро-Лемвинской зоне отложения среднего-верхнего ордовика картируются довольно широко, но поскольку палеонтологическая характеристика их не велика, корреляция на уровне горизонтов региональной шкалы, за малыми исключениями, не возможна. Таким исключением является нижняя часть бардымского комплекса на Среднем Урале. Здесь в вулканогенно-осадочном комплексе выделено пять толщ, которые по трилобитам, брахиоподам, криноидеи, конодонтам сопоставлены с чердынским, тыпыльским, расохинско-полуденским, сурьинским и кырьинским горизонтами.

В последние годы благодаря работам Иванова К.С., Пучкова В.Н., Маслова В.А., Тищенко В.Т., Кориневского В.Г. и других геологов произведены находки конодонтов в вулканогенных толщах Сакмарской зоны [Иванов, Пучков, 1984; Иванов и др., 1989; Кориневский, 1989], что позволило впервые датировать возраст акайской (сугралинской), курганской и губерлинской свит, а также колдымбайской и байтерекской толщ. Так представительный разрез среднеордовикских вулканогенных толщ изучен в Медногорском районе на юго-восточном склоне горы Баулус, где потоки массивных долеритов чередуются с прослоями яшмоидов, туфопесчаников и кремнекислых порфиров. В нижней части разреза в прослое яшм мощностью 0,3 м найдены "*Acontiodus cf. robustus*" Hadding и другие конодонты среднеордовикского возраста. Вулканиды того же возраста достаточно широко распространены в более южных районах Сакмарской зоны на левобережье р.Урал, в бассейнах его притоков Коктогай, Суграла, Колымта и других. Они представлены главным образом толеитовыми базальтами натриевого ряда с повышенной титанистостью. Резко преобладают афировые и микропорфировые разности. Отмечаются и массивные потоки и подушечные разности. Мощность 1500-2000 м. В прослоях яшм мощностью 0,2 до 6 метров найдены конодонты *Protopanderodus insculptus* (Branson et Mehl), "*Drepanodus suberectus*" (Branson et Mehl), *Periodon aff. aculeatus* (Hadding), *Belodina grandis* (Stauffer), возраст которых среднеордовикский.

<Object* 14>

На правом берегу р.Белой в 1,5 км выше по течению с.Кага (рис. 36) ордовикские отложения с размывом и угловым несогласием залегают на породах инзерской свиты (?) верхнего рифея [Краузе, Маслов, 1961] (рис. 37). По данным С.Н.Краузе и В.А.Маслова, разрез ордовика представлен здесь следующим образом:

Мощность, м

1. Конгломераты светло-серые (гальки представлены молочно-белым кварцем, кремнистыми породами, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами инзерской свиты).....1,2
2. Алевролиты кварцевые буровато-желтые с доломитовым цементом, редкими мелкими гальками кварца и пустотами от выщелоченных члеников криноидей0,15
3. Светло-серые доломиты слабоалевритистые, иногда с редков галькой

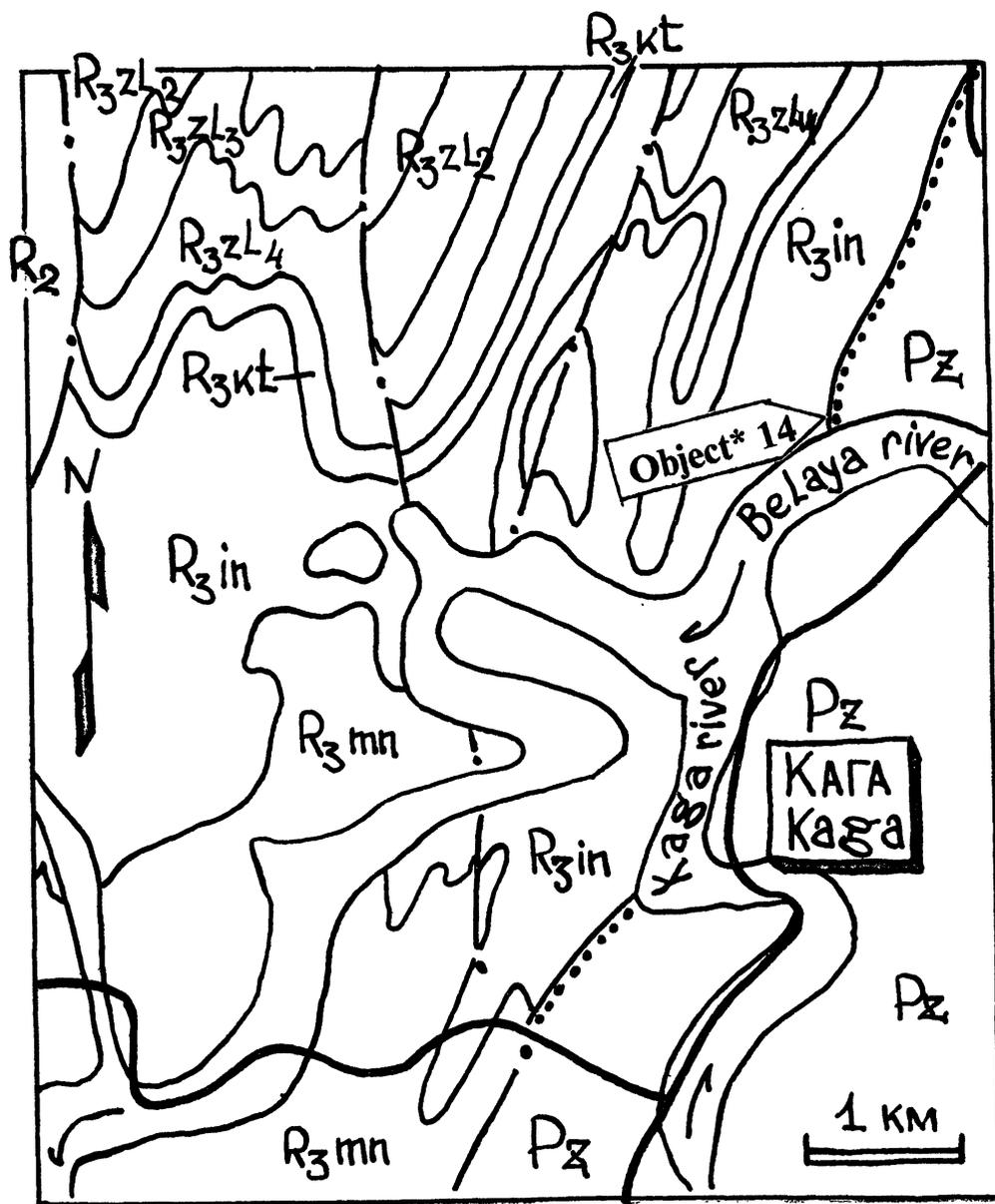


Рис. 36. Схематическая геологическая карта района д.Кага.
 Расшифровку геологических индексов см. на рис. 7.



Рис. 37. Несогласное залегание мелкогалечниковых конгломератов ордовика на дислоцированных породах инзерской свиты верхнего рифея (рисунок по фотографии). Правый берег р.Белой в 1,5 км выше с.Кага (несколько ниже по течению турбазы "Агидель"), по данным В.А.Маслова [Краузе и Маслов, 1961].

- кварца и обломками мелкозернистых песчаников и алевролитов (на некоторых участках наблюдаются многочисленные скопления мелких члеников криноидей, гастроподы).....0,8*
- 4. Алевролитистые доломиты, светло-серые и серые грубоплитчатые с членниками криноидей и редкими галечками кварца; в основании данной микропачки присутствуют доломиты пятнистые с ходами илоедов3*
- 5. Доломиты сильнопесчанистые серые, тонкоплитчатыевидимая 2*

Далее закрыто. Примерно в 20 метрах выше по разрезу вскрыты глинистые сланцы венлока.**

Ордовикские толщи Урала залегают на более древних отложениях со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием. По мнению большинства исследователей это свидетельствует в пользу проявления на рассматриваемой территории доордовикской складчатости. Однако такое доказательство доордовикской складчатости, по нашему мнению, не являются бесспорным, поскольку перерывы и даже угловые несогласия могут быть вызваны различными причинами, например, предрифтовым поднятием земной коры и грабенообразованием, которые могли вызывать оползни, эрозионные несогласия и местную, приразломную складчатость [Иванов, 1979]. Следует также отметить, что наиболее показательный контакт между ордовикскими и доордовикскими (инзерская свита верхнего рифея) отложениями (правый берег р. Белой, в 1,5 км выше с.Каги) располагается непосредственно западнее массивов Крака, в зоне с интенсивной тектонической раздробленностью. В расположенных восточнее этого контакта рассланцованных черных кремнистых сланцах силура отчетливо проявлена складчатость, сформированная в условиях субширотного сжатия. Складки секутся микронадвигами с пологим восточным падением сместителей. Эти факты наводят на мысль о возможном тектоническом осложнении контакта ордовика с инзерской свитой. Зеркала скольжения фиксируются здесь и на самой плоскости контакта.

Вызывает также сомнение [Пучков, 1979] наличие углового несогласия между уразинской свитой ордовика (?) и бекелейской свитой в той единственной точке (по р.Суваняку), где контакт между ними обнажен [Клочихин, 1960]. Изучение контактов ордовикских и доордовикских отложений на Южном Урале позволило получить некоторые новые данные по этому вопросу [Иванов и др., 1981].

Так, например, в верховьях руч.Яндык примерно в 4 км северо-западнее д.Нижнесерменево, на его левом борту, примерно в 200 м выше моста, в придорожной выемке автотрассы Белорецк-Уфа на протяжении 50 м был вскрыт контакт пород ордовика с зигазино-комаровской (?) свитой среднего рифея (рис. 38).

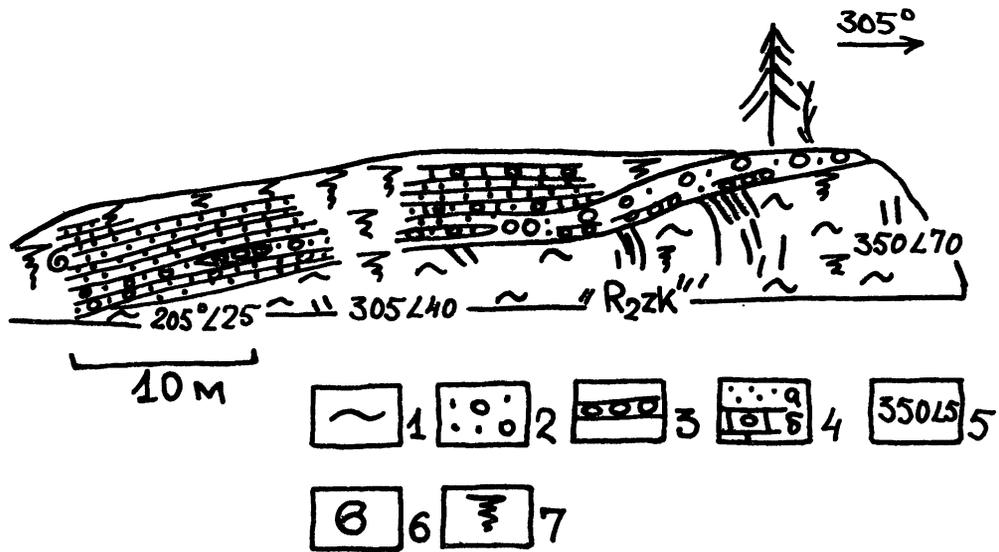


Рис. 38. Контакт зигазино-комаровской свиты среднего рифея с терригенно-карбонатной пачкой среднего ордовика в верховьях ручья Яндык.

1 - слюдисто-кварцевые сланцы и слюдистые кварциты зигазино-комаровской свиты; 2 - крупнозернистые кварцевые песчаники с галькой углистых сланцев, средний ордовик; 3 - конгломераты, в гальке кварц и углистые сланцы, средний ордовик; 4а - алевритистые и песчанистые доломиты, средний ордовик; 4б - крупнозернистые песчаники и конгломераты с доломитовым цементом, в гальке углистые сланцы и кварц; 5 - характер слоистости и ее азимут падения; 6 - точка находки криноидей, гастропод, брахиопод; 7 - осыпи.

<Object* 15>

Зигазино-комаровская свита представлена здесь переслаивающимися светлыми желтоватыми и коричневато-серыми крупно- и среднезернистыми слюдистыми кварцитовидными песчаниками и слюдисто-кварцевыми сланцами. В северо-западной части обнажения преобладают кварциты, а в юго-восточной - слюдисто-кварцевые сланцы. Эти сланцы интенсивно гофрированы и смяты в мелкие (первые сантиметры) складочки. Прослой значительно более массивных кварцитов смяты в крупные, пологие складки, в них наблюдается неясная, местами косая слоистость. В целом обнажающаяся здесь пачка смята в крупную складку с пологим падением осевой плоскости. На этой пачке резко несогласно залегают отложения ордовика, падающие на юго-восток. Слоистость в них расположена согласно с подошвой. Угловое несогласие в северо-западной части карьера доходит до 70°, азимутальное - до 20°. Хорошо видно структурное несогласие, обусловленное залеганием практически недислоцированных ордовикских отложений на интенсивно смятых и гофрированных породах зигазино-комаровской свиты. Признаков тектонических нарушений между ними не обнаружено. Разрез ордовика имеет следующий вид (снизу вверх):

Мощность, м

- 1. Крупнозернистые светлые, местами косослоистые кварцевые песчаники, с угловатыми обломками черных углеродистых сланцев (до 2 см). В песчаниках отмечается несколько линзовидных прослоев конгломератов (до 0,4 м). Конгломераты сложены плохо окатанными обломками (до 8 см) молочно-белого или прозрачно жильного кварца и черных углистых сланцев.....до 2,5*
- 2. Конгломераты бурые, сильноожелезненные, состоящие из обломков (1,5-2 см) черных углеродистых сланцев и жильного кварца с доломитовым цементом. В верхней части пласта найдены многочисленные ожелезненные членники криноидей, остатки брахиопод, гастропод и выщелоченные пустотки от них.....1*
- 3. Доломиты алевролитистые, темно-серые, серовато-коричневые и желтовато-серые, массивные и неяснослоистые, содержащие мелкие обломочки углистых сланцев и, реже, кварца (содержание доломита в - 35, кальцита - 6%)..... видимая 2,5*

Хотя найденная нами фауна, ввиду сильной ожелезненности, не позволяет определить возраст, терригенно-карбонатную пачку следует относить к среднему ордовику, поскольку южнее, на р.Каге, в ней С.Н.Краузе и В.А.Масловым [1961] собран комплекс брахиопод, имеющий, по заключению О.А.Андреевой, среднеордовикский возраст. В.Г.Варгановым и др. [Стратиграфия., 1973] там же найдены трилобиты, характерные для среднего карадока.**

Авторы благодарят за помощь и поддержку в подготовке данного путеводаителя академика РАН В.А.Коротеева и д.г.-м.н. В.Н.Пучкова.

Проведение совещания и публикация путеводаителя осуществлены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-74023).

ЛИТЕРАТУРА

Аблизин Б.Д., Курбацкий А.М., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 108-113.

Аблизин Б.Д., Курбацкая Ф.А., Ключина М.Л., Курбацкий А.М. О вендских конгломератах западного склона Урала//Конгломераты и их роль в познании геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С.21-31

Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 87 с.

Беккер Ю.Р. Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала//Изв.АН СССР. Сер. геол. 1961. № 9. С. 49-60.

Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.

Беккер Ю.Р. О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 6. С.125-129.

Беккер Ю.Р. Обоснование выделения венда на Урале//Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С.33-47.

Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С.16-24.

Беккер Ю.Р., Кишка Н. Открытие эдиакарской биоты на Южном Урале//Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии. Тр. XXXIII сессии ВПО. Л.: Наука, 1989. С.109-120.

Беккер Ю.Р., Кишка Н.В. Ископаемые следы в верхневендских отложениях Южного Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С.66-78.

Боровко Н.Г. Венд и нижний палеозой Полюдова Кряжа Северного Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. 30 с.

Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 227 с.

Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьева Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал)//Изв. АН СССР.Сер. геол. 1990. № 9. С.20-36.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы/Ред. Соколов Б.С. и Федонкин М.А.. М.: Наука, 1985. 222 с.

Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала/Б.Д.Аблизин, М.Л.Клюжина, Ф.А.Курбацкая, А.М.Курбацкий. М.: Наука, 1982. 139 с.

Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала//Стратиграфия СССР. Т.2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С.114-161.

Гарань М.И. Нижний и средний докембрий//Геология СССР. Т.12. М.: Недра, 1969. С.64-149.

Геология и перспективы нефтегазоносности Урала//Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. М.: Наука, 1988. 240 с.

Головенко В.К., Белова М.Ю., Курбацкая Ф.А. Первая находка обрубевелл в вендских отложениях Среднего Урала //Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С.701-705.

Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале//Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1988. С.41-45.

Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. .. дисс. канд.геол.-мин.наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. 23 с.

Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Клюжина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.

Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н. Базальтоидные формации западного склона Среднего и Северного Урала//Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа: БФАН СССР, 1976. С.57-64.

Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н. Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала //Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С.31-47.

Иванов А.И. Древние “немые” свиты Южного Урала//Совещание по унификации стратиграфических схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. Тез.докл. Л.: ВСЕГЕИ, 1956. С.57-59.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: УрО АН СССР, 1984.

Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам //Ежегодник -1988, Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, 1989, с. 12-13.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналией. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 78 с.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). М-б 1:2500000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.

Келлер Б.М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 64 с.

Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала //Советская геология. 1966. No 5. С. 58-69.

Келлер Б.М. Верхний протерозой Русской платформы: (Рифей и венд). М.: Изд-во МГУ, 1968. 100 с.

Келлер Б.М. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий)//Изв.АН СССР. Сер.геол., 1973, № 1, с. 86-92.

Келлер Б.М., Розман Х.С. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала. М.: ГИН АН СССР, 1961.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С.119-124.

Клочихин А.В. Ордовик, силур и нижний девон восточного склона Зилаирского синклинали на Южном Урале. //Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1960. С. 99-105.

Клочихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов П.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции доордовикских отложений авзянского района Южного Урала//Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1969. С.18-27.

Клюжина М.Л. К стратиграфии верхней части ашинской свиты Среднего Урала по данным литологического изучения//Тр.ИГиГ УфАН СССР, 1963. Вып. 65. С.31-51.

Клюжина М.Л. Вендская система на Урале: региональные стратонамы и характер границ//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). Тез.докл. II Всесоюзн. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, 1990. С.62-64.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.

Козлов В.И., Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М. Основные проблемы геологии и геохронологии венда Южного и Среднего Урала// Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). Тез.докл. II Всесоюзн. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, 1990. С.66-68

Комар Вл.А. О строении и строматолитах типовых разрезов верхнего рифея (Южный Урал)//Изв. АН СССР.Сер.геол. 1978. № 8. С.50-60.

Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала. Вып.2.(стратиграфия). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1980. С.54-59.

Кориневский В.Г. Опорные разрезы нижнего ордовика Южного Урала (терригенные фации). - Свердловск: УрО АН СССР, 1989.

Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И. и др. Возраст эффузивов машакской свиты и проблема радиологической границы нижний-средний рифей //Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985. С.162-175.

Краузе С.Н. и Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 95 с.

Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 133 с.

Крылов И.Н. Стратиграфия и микрофоссилии миньярской свиты рифея Южного Урала//Советская геология. 1983. № 6. С.60-72.

Курбацкая Ф.А. О границах серебрянской серии венда и фациально-тектонической зональности ее разрезов на Урале//Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (Рифей и венд). Тез.докл. II Всесоюзн. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, 1990. С.74-76

Курбацкая Ф.А. О границе рифея и венда на Среднем Урале//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С.53-54

Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала //Ученые записки Пермского ун-та. 1970. № 210. С. 109-126.

Кухаренко А.А., Смирнов Ю.Д. Стратиграфия и условия формирования нижнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала//Тр.ВСЕГЕИ. Нов.серия. 1960. Т.28. С.51-66.

Леоненок Н.И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лаб. угля АН СССР, вып. 3, 1955.

Лермонтова Е.В., Разумовский П.К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях дер. Кидрясово на Южном Урале). //Зап. Рос. Минер. об-ва, Сер. 2, 1933.

Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.

Маслов А.В. Рифейские бассейны седиментации западного склона Южного Урала (фации, основные черты развития). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 1993. 339 с. (Рукопись депонирована ВИНТИ; 565-В93).

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР. 1991. 172 с.

Маслов А.В., Абдуазимова З.М., Карстен Л.А., Пучков В.Н. Первые находки меланоцириллуумов в эталонных разрезах рифея на Южном Урале//Состояние, проблемы и задачи геологического картирования областей

развития докембрия на территории России. Тез.докл. Всеросс. совещ. СПб.: ИГГД РАН, 1994. С.90.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала//Изв.АН СССР. Сер.геол., 1967, № 2, с.67-80

Младших С.В. Верхний докембрий Среднего и Северного Урала/Келлер Б.М., Чумаков Н.М. (Ред.) Стратотип рифея: (Стратиграфия и палеонтология). М.: Наука, 1983. С. 125-142.

Наливкин Д.В. Ашинская свита Южного Урала//Стратиграфические схемы палеозойских отложений: Додевон: Тр. Совещ. по уточнению униф. стратиграф. схем палеозоя Волго-Ур. нефтеносн. провинции. М.: Гостоптехиздат, 1962. С.122-123.

Нижний рифея Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.

Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Семихатов М.А. и др. Время формирования и преобразования отложений инзерской свиты, верхний рифей Южного Урала//Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. Тез. Всеросс. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С.73-75.

Ожиганов Д.Г. Ордовикские и силурийские отложения восточной части западного склона Приуралтауской зоны в границах БАССР. //Геология СССР, т. 13. М.: Недра, 1964. С. 116-130.

Парначев В.П., Козлов В.И. Новые данные о специфике вендского вулканизма Южного Урала (на примере аршинской свиты Тирлянского района)//Ежегодник-1978. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. С.66-70.

Парначев В.П., Ратарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 104 с.

Полевая Н.И., Казаков Г.А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия//ДАН СССР. 1960. Т.135. № 1.

Пучков В.Н. Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа. //Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. с. 33-50.

Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 248 с.

Раабен М.Е. Миньярская свита Южного Урала - литофациальное подразделение//Изв. АН СССР. Сер.геол. 1981. № 4. С.56-66.

Раабен М.Е. Новые подразделения верхнего рифея Южного Урала //Сов.геология. 1985. № 5. С.88-96.

Раабен М.Е., Комар Вл.А. Граница нижнего и верхнего каратавия в уральском стратотипе//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С.84-96.

Разумовская Е.Э. Нижний силур (Ордовик)//Геологическое строение Орско-Халиловского района.- М.: Госгеолтехиздат, 1941.

Решение Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР//Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Л.: Наука, 1979. С.147-153.

Ротару А.Ф. Машакская свита рифея Южного Урала (стратиграфия, формационный состав, тектоническая природа). Автореф. .. дисс. канд.геол.-мин.наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1983. 31 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Беккер Ю.Р. и др. Общая стратиграфическая шкала докембрия территории СССР//Отечественная геология. 1992. № 10. С.37-42.

Сенченко Г.С. Складчатые структуры Южного Урала. М.: Наука, 1976. 170 с.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия и кембрия Урала и Средней Азии. М.: Наука, 1992. 139 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГиГ УрО РАН. 1993.

Стратиграфический словарь: Верхний докембрий (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.

Стратотип рифея. Палеонтология, Палеомагнетизм. М.: Наука, 1982. 176 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 156 с.

Ушков Б.К., Зуев Н.А., Чернышов Е.М. О находке щелочно-ультраосновных пород на западном склоне Среднего Урала//Магматизм, метаморфизм и металлогения западного склона Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975. С.65-72.

Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. № 12. С.35-48.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978б. 204 с.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: Изд-во МОИП. 1945. 130 с.

Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы//Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С.5-15.

Янкаускас Т.В. Шишенякская микробиота верхнего рифея Южного Урала//ДАН СССР. 1980. Т.251. № 1. С.190-192.

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение . Автореф .. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1982. 52 с.

Chumakov N.M. The problems of old glaciation (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR). USA: Harwood Academic Publishers, 1992. 208 p.

Domack E.W. Biogenic facies in the Antarctic glacio-marine environment: basis for a polar glacio-marine summary //Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. N 63. P. 357-372.

Domack E.W., Domack C.R., Burkley A. & Banks M.R. Organic-rich mudstones in Lower Permian glacial marine sequence of Tasmania. Is the modern Antarctic a realistic analog? In: 28th Intern.Geol.Congress, Washington. Abstr. Vol. 1. 1989. P. 404-405.

Fairchild I.J., Bradby L. & Spiro B. Reactive carbonate in glacial systems: a preliminary synthesis of its creation, dissolution and reincarnation //M.Deynoux, J.M.G.Miller et al. (Eds.) Earth's Glacial Record. Cambridge Univ. Press. 1994. P.176-192.

Fairchild I.J., Hambrey M.J., Spiro B. & Jefferson T.H. Proterozoic glacial carbonates in northeastern Spitsbergen: new insights into the carbonate-tillite association //Geol. Mag. 1989. V.126. P. 469-490.

Gorokhov I.M., Melnikov N.N., Turchenkoo T.L. et al. Two illite generations in the Upper Riphean shale: the Rb-Sr evidence//Terra nova. 1995. V.7. P.330-331.

Hambley M.J. & Harland W.B. (Eds.). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 1981. 1004 p.

Nyberg A.V. and Schopf J.W. Microfossils in stromatolitic cherts from the Upper Proterozoic Min'jar Formation, Southern Ural Mountains, USSR//J.Paleontol. 1984. V.58. # 3. P.738-772.

Sergeev V.N. Microfossils in cherts from the Middle Riphean (Mesoproterozoic) Avzyan Formation, southern Ural Mountains, Russian Federation//Prec. Res. 1994. # 65. P.231-254.

Yeo G.M. The Late Proterozoic Rapitan Glaciation in the Northern Cordillera //Geol. Surv. Canada. 1981. Paper 81-10. P.25-46.

Young G.M. Iron-formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories, Canada //Prec. Res. 1976. V. 3. P. 137-158.

СОДЕРЖАНИЕ

I. ВВЕДЕНИЕ	3
II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕДОКЕМРИЙСКИХ ОТ-ЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ	3
II.1 Башкирский мегантиклиорий - основные черты строения	4
II.2. Стратиграфия рифейских и вендских отложений Башкирского меганти- клиория (краткая характеристика)	4
III. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕРИФЕЙСКИХ И ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КВАРКУЩСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ	48
IV. ТИЛЛИТЫ И ТИЛЛОИДЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА	74
V. КЕМБРИЙ УРАЛА.....	82
VI. ОРДОВИК УРАЛА	83
ЛИТЕРАТУРА.....	108

РАЗРЕЗЫ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ, ВЕНДА И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА. Путеводитель геологических экскурсий Всероссийского совещания ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВЕНДА И РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ (ПВРП-96), Екатеринбург, 25 июля-2 августа 1996 г.

*Маслов Андрей Викторович
Иванов Кирилл Святославич
Чумаков Николай Михайлович
Крупенин Михаил Тихонович
Анцыгин Николай Яковлевич*

**Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геологии и геохимии
Уральского отделения Российской Академии Наук**

**Ответственные за выпуск *А.В.Маслов*
*М.Т.Крупенин***

***Екатеринбург, 620151, Почтовый пер., 7
Fax: (3432)515252
E-mail: root@igg.e-burg.su***